序 言

任美锷

最近二十年来，地质科学的内容发生了重大的革命，这主要应归功于深海钻探。许靖华教授介绍深海钻探成就的一本通俗著作，曾把书名形象地叫做“一艘船使地球科学发生革命”。这艘船就是深海钻探船“Glomar Challenger 号”。

深海钻探使地球科学产生了两个重大突破。第一是以具体的沉积物岩心证实了海底扩张、板块构造学说；第二是创立了一门新的边缘学科——古海洋学。板块构造学说渐为我国地质学界所熟识，所接受和应用，但我国广大地质工作者对古海洋学还比较生疏。

地球表面 71％是海洋。很明显，如果不了解海洋的历史，是无法认识地球的地质历史的。由于板块构造学说和古海洋学的进展，使我们对世界大陆上某些地区演变过程的认识为之一新，一些新的概念取代了陈旧的、不正确的概念，大大推动了大陆地质学的发展。海洋地质学与大陆地质学互相渗透、互相结合，是近代地质科学发展的主要趋势之一。我国地质科学虽有良好的基础，并已取得重大成就，但海洋地质学起步较晚，基础薄弱，陆地地质学家对海洋地质学的最近发展了解不够，使我国地质科学在理论上明显地落后于世界前进的步伐。

《古海洋学概论》是同济大学海洋地质系同志集体编写的，他们参阅了 500 多种文献，博采众家之说，加以科学分析，取其精华，比较全面地介绍了古海洋学的主要内容及最新成就。特别详细地介绍了古海洋学的研究方法，这对于我国今后开展古海洋学研究将是有用的。

我希望本书的出版不但能促使我国积极地开展古海洋学的研究工作，而且将引起我国广大地质工作者对古海洋学的兴趣与注意，从而促进大陆地质学与海洋地质学的相互渗透，对于发展我国地质科学，起有益的作用。

1985 年 10 月 29 日

于上海

目　录

序　言　　任美锷

第一章　绪　论　　汪品先

第二章　大洋地层学　　汪品先

第三章　古洋流与海水古温度　　王慧中　汪品先

第四章　古气候与海洋　吴邦毓　金性春

第五章　古海水化学　汪品先

第六章　古海洋生产率　成鑫荣　汪品先

第七章　古海洋演化史与重大事件　　金性春

第八章　陆地上的古海洋学　　劳秋元　汪品先

第一章　绪　论

一、研究对象和定义

本世纪六十年代以来，海洋地质学，特别是大洋地质学已经成为地球科学中发展最快的部门。《格罗玛·挑战者号》船十五年(1968—1983)的深海钻探，为占地球表面积三分之二的大洋区填补了地质资料的空白，从根本上改变了人们对地壳运动和地质历史的认识。深海钻探不仅证实了板块学说，而且产生了一门新学科——古海洋学。

古海洋学(Paleoceanography)作为地球科学最新的一个分支从七十年代正式提出以来，正以迅猛的势头向前发展。板块学说和古海洋学，可以比喻为深海钻探产生的一对亲姐妹。如果说六十年代晚期随着海底扩张的证实而建立起来的板块学说，通过对地球固态圈层即岩石圈运动认识上的根本变化，已经引起了地球科学上的一场革命(许靖华，1985)；那么可以预计，自八十年代起随着古海洋学对水圈、大气圈和生物圈演化历史带来的崭新认识，必将再次导致地球科学上一系列新的变革。

古海洋学是海洋地质学的一个分支学科，它根据海洋沉积物研究地质时期里的海洋环流、海洋化学和海洋生产率、生物地理的演变过程等。对于古海洋学的含义，存在着不同的理解。据美国等多数国家学者的理解，古海洋学的研究对象是大洋体系中水团和相关的大气圈及生物圈的历史，而按苏联学者的理解却把大洋地壳运动也包括在内，甚至还占据重要地位。如美国Berger(1979a)认为古海洋学是研究“大洋环流、化学、肥力和生物地理的历史”，而其核心问题在于大洋环流(Berger,1981)；美国Kennett(1982)将古海洋学定义为“关于大洋体系发展的学科，”其中包括“研究表层环流的发展，底层环流格局的历史和效果，浮游与底栖生物地理发展和生物演化速率，生物生产率历史及其对沉积物分布的影响，以及碳酸钙和二氧化硅的沉积和溶解的历史，”因此，洋底地壳运动及洋盆的构造演化均不在内。而苏联Лисицын(1980a)把古海洋学定义为“大洋地质历史的科学，即历史海洋学”，其研究对象是“地质时期里的世界大洋。”因此苏联在1984年提交廿七届国际地质科学联合会大会上的“古海洋学”论文专辑中，包括了大量洋底地壳运动历史的论文。诚然，古大洋的位置形状、体积等因素，对于大洋环流，物化性质和生产率等无不具有极为重要的影响；但这毕竟只是大洋体系的边界条件。如果把板块构造活动归并入古海洋学，甚至当作其主要内容，只能使古海洋学的概念含糊不清。

二、研究历史

作为一门现代的科学，古海洋学诞生于本世纪七十年代；然而“古海洋学”这一名称的提出却早得多，至少可以追溯到七十多年以前。1912年俄国地质学家Архангельский在其专著《欧俄东部的晚白垩世沉积》(Верхнемеловые отложения востока Европейской России)中专有一章题为“古海洋学研究(Палеоокеанографические исследования)”强调地质学家应当用现代海洋学和动物地理学的特殊方法去加工所收集到的地质资料，专题进行地质时期里自然地理条件的再造(Лисицын 1980a)。然而就方法、内容而言，Архангельский所说的“古海洋学研究”并没有超出传统古地理学的范畴。目前所指大洋古水文学的研究方法，发端于本世纪五十年代对有孔虫化石的古温度分析。根据美国化学家Urey教授关于化石中氧同位素比例可以提供地质时期温度计的想法，Emiliani(1955)首次用拟抱球虫*Globigerinoides*壳测得了更新世海水表层的古温度；同时，第四纪地质学家和微体古生物学家(如Arrhenius,1950；Bé,1959；Boltovskoy,1959)又指出有孔虫(首先

是浮游有孔虫)的某些属种可以用作水团与水温的标志。因此，当1967年在日内瓦举行首届浮游微体化石国际学术会议时，Bandy(1969)已经正式提出“晚第三纪浮游有孔虫与古海洋学和地层对比的关系”一文。此外，从1969年起，美国芝加哥大学Schopf教授率先开设了“古海洋学”课程，经过多年充实后的相应教材于1980年出版，并相继译成俄文、中文出版。——上述种种关于“古海洋学”的提出及其研究方法，反映了深海钻探计划(DSDP)实施以前的进展，与目前取得的成果相比，实际上还只是古海洋学的“史前”或者准备时期。

古海洋学现在取得的丰硕成果，是和《格罗玛·挑战者号》及深海钻探的名字联系在一起的。自从1968年8月《格罗玛·挑战者号》首航墨西哥湾，到1983年11月在大西洋完成最后一个航次，历时十五年的深海钻探先后航行96次，钻探站位624个，实际钻井逾千口(详见附录二)。虽然主管机构“地球深部取样联合海洋研究所”(JOIDES)设立深海钻探计划的本意在于广泛调查洋底沉积地层，深海钻探的倡议人如Emiliani等也都是从事沉积地层研究的，但由于海底扩张说勃兴的巨大吸引力，使得古海洋学的研究方法在深海钻探的头几年只居于次要的地位，生物地层学只是为地球物理学提供年代资料而已。从深海钻探第四年起，每个航次都带来大量生物地层学和古海洋学上的发现，有些航次最显著的成绩已经在古海洋学领域。这样，海洋地质学家的注意力不再完全集中在洋底运动和区域构造上，而开始对大洋环流和大洋化学感兴趣，他们已经将生物地层、地球化学和地球物理等学科结合起来对深海环境及其生物界的历史进行探索(Berger,1979)。

1983年7月在瑞士苏黎世召开了第一届国际古海洋学会议，这标志着古海洋学的研究已达到高潮(Berggren,1984)。会议回顾了1973年以来古海洋学的进展，认为它大概是这十年间世界上发展最快的学科之一。深海钻探长而连续的洋底地层岩芯，为古海洋学的研究提供了理想的材料；而七十年代末开始使用液压活塞取样装置(HPC)采得的无扰动岩芯，更为地层的高分辨率测年创造了条件。由Emiliani创立的测定有孔虫壳体的氧同位素以确定海水古温度的方法，经过N.J.Shackleton的改进和微量化，已经和碳稳定同位素一起成为从事古海洋学研究的最基本手段之一。此外，超导磁力仪用于古地磁测定，为大洋地层的高精度古地磁测年开辟了广阔的前景。液压活塞取样装置、稳定同位素测定和超导磁力仪古地磁测年这三大技术进步，带来了近年来古海洋学的突飞猛进(许靖华，1984)。

当然，古海洋学的研究并不以深海钻探的岩芯为限。例如1971—1980年由美国和西欧19个单位联合进行的CLIMAP(即“气候长期调查制图与预报”)计划，就是主要以美国拉蒙特—多尔蒂地质所、俄勒冈大学等所采大量洋底沉积柱状样为材料，研究第四纪晚期世界气候变化的。所得18,000年前与122,000年前的世界气候再造(CLIMAP,1976,1984)，是第四纪研究中划时代的壮举。

1985年1月底，《JOIDES Resolution号》开始第101航次的深海钻探，揭开了十年“大洋钻探计划”(ODP)的序幕。大洋钻探计划是深海钻探计划(DSDP)的延续，其规模更大、任务更艰巨。接替120米长，能钻进海底1000多米的《格罗玛·挑战者号》的《JOIDES Resolution号》钻探船，长达143米，能在6000米水深处打钻，需要时可以钻进海底3,000米。古海洋学的研究，是大洋钻探计划的中心目标之一，相信必将为地球科学带来更多重大的成果。

大洋深潜技术的进步，是古海洋学迅速发展的又一重要条件。1973—1974年法国和美国动用三艘载人深潜器联合考察大西洋中央裂谷的FAMOUS计划(里福、勒皮雄，1981)，1978年法、美、墨西哥对东太平洋海隆所作的深潜调查(CYAMEX考察)等，都为揭示洋底之谜作出了重要贡献(Leggett,1985)。自从1976年发现加拉帕戈斯裂谷正在活动的热液喷口及热水生物群落以来，人们认识到，大洋裂谷的热液作用对于研究海水成分的演化和生命起源等问题，具有关键性的意义。深潜考察为古海洋学研究提供了宝贵的资料。

三、研究方法和意义

现代意义上的古海洋学，是一种以综合手段探讨综合课题的新型学科。古海洋学既然以大洋沉积物作为主要研究依据，必然要从有机界的生物化石和无机界的矿物颗粒两方面进行研究。在古海洋学中所采用的化石(微体化石)研究方法不同于传统的古生物学，它十分强调古生物学与数据处理(如转换函数，见第三章)或者与同位素化学(如$\delta^{18}O$,$\delta^{13}C$，见第三章)相结合；对于沉积物，还采用如沉积通量、痕量元素分析等新方法。其中有孔虫等微体化石和稳定同位素的研究，具有关键性的作用，而同位素分析又是以有孔虫等为材料的。从1983年第一届国际古海洋学会议上提交的83篇论文看，有37%是从古生物出发的，有16%是以同位素为主题的，两者占了总数的一半以上(图1—1)。

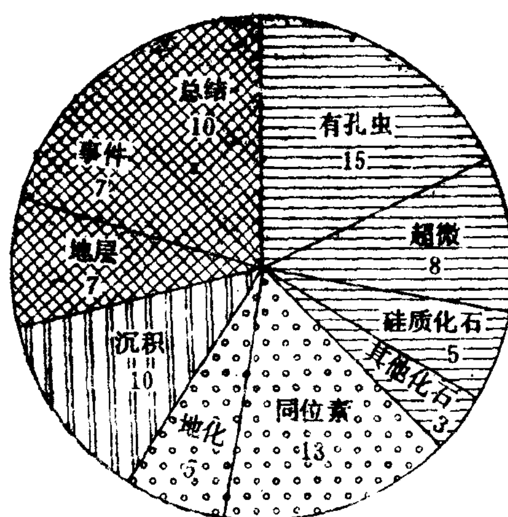


图1—1 第一届国际古海洋学会议(苏黎世，1983)论文分类
(按论文摘要汇编统计，数字为论文数)

古海洋学的多学科与跨学科性质，同样体现在它所研究的课题上。如果说传统地质学研究的主题是地球表面固态圈层即地壳的运动和状态；那么古海洋学是以地球表面的水圈、大气圈、生物圈和岩石圈相互作用的演变历史为研究对象的。从浮游有孔虫壳体$^{18}O/^{16}O$比值的变化推断洋面升降历史、表层海流的变迁，以至地球运行轨道的周期性变化；从底栖有孔虫壳体$^{13}C/^{12}C$比值的变化，推断全球冰盖和森林面积的消长以及海洋的古生产率的增减；从热带深海沉积中钙质壳体的溶解作用推断南极表层水的特征；从洋底沉积中石英颗粒的分布推断沙漠地区的风向……，这些跨越地质、地理、天文、气象等多种学科的课题，正是古海洋学的特色所在。

沉积物中包含的古海洋学信息方面众多，而提取这些信息的手段又层出不穷。表1—1所示，只是其中的一部分，然而从中已经可以看出古海洋学的综合性质。

总之，古海洋学所采用的是全面研究的途径(holistic approach)，其研究范围之广，有人以"上穷碧落下黄泉"来形容(魏国彦，1983)；其研究手段之多，也大有"八仙过海"之势。现代海洋学家用模拟方法推断白垩纪的古洋流，数学家用频谱分析探索大洋气候的周期性，物理学家通过稳定同位素分析找到了古洋面的标尺和古海水的温度计，微体古生物学家在大洋生物与古环境的研究中发现了本学科的第二个春天，……。古海洋学开拓的这片辽阔战场，堪称风起云涌，方兴未艾。这里已经凝聚了许多欧美学者的智慧结晶，现在更期待着东方学者，尤其是炎黄子孙作出更多的贡献。

表1－1　沉积物中的古海洋学信息

类别	同位素				微体化石							沉积—地球化学											
课题 \ 方法	U－Th, ^{14}C, 古地磁等	$\delta^{18}O$(浮游、底栖有孔虫)	$\delta^{13}C$(底栖浮游有孔虫)	$\delta^{13}C$(有机碳)	浮游有孔虫	钙质超微化石	放射虫	底栖有孔虫	介形虫	硅藻	孢子花粉	有机碳	SiO_2沉积通量	$CaCO_3$沉积通量	SiO_2沉积物组成	$CaCO_3$沉积物组成	沉积构造	3.5kHz高频地震	氨基酸	脂类	粘土矿物	火山灰
绝对年龄	●	●			●	●																
地层学		●	●		●	●	●	●											●	●		●
表层海水温度		●			●	●														●		
大陆气候、										●	●										●	
季节性/光强		●			●	●																
盐度		●			●	●																
淡水影响		●								●												
风向										●	●				●							
风力搬运										●	●											●
沉积搬运											●				●		●	●				
沉积来源										●			●	●	●	●					●	
沉积速率	●	●											●	●								
河流搬运															●							
冰筏										●			●		●	●						
全球冰盖体积		●																				
冰山与冰架															●							
碳酸盐溶解作用					●	●								●		●						
事件		●											●	●			●	●				
底层水组成			●					●						●			●					
底层水通气程度			●	●					●			●		●			●					
底层水营养物质								●	●				●	●								
表层水生产率			●	●	●			●	●	●		●	●		●							

据Sarnthein et al.,1984改编

当前，古海洋学正作为整个地球科学的"前沿阵地"，吸引着越来越多的国家和学者。新概念、新方法不断涌现，新课题，新成果接踵而来，令人应接不暇。其发展之迅速，不但在地学界堪称绝无仅有，即使在当代自然科学领域中亦属罕见。本书援引参考文献550多种，其中八十年代出版的竟占一半以上，这正是古海洋学高速发展的反映。就在本书定稿之后的短短几个月里，又出现了大量新文献，但由于技术上的原因已不可能一一采用来充实本书的内容＊。在这里，值得提一下新近出版的三本论文集，其中所载的29篇文章提供了古海洋学研究的许多崭新成果，它们是《古地理、古气候、古生态学》杂志的《末次冰期大洋》专辑(Olausson,1985)和《新生代古海洋学》专辑(Socci,1986)，以及美国地质学会会志的《中新世大洋：古海洋学与生物地理学》专辑(Kennett,1985)。《末次冰期大洋》是1984年6月在瑞典克里斯蒂娜贝里(Kristineberg)举行的第一届汉斯·彼得逊(Hans Petterson)讨论会的论文集，专门讨论25000年到7000年前大洋的地球物理与地球化学；《新生代古海洋学》是1984年8月在美国加利福尼亚圣胡安市举行的第一届经济古生物学家与矿物学家协会年中会议的论文集，讨

论古爱尼尼诺(El Nino)现象等许多古海洋学的新课题;《中新世大洋》则是"新生代古海洋学研究计划"(CENOP)的成果汇集.运用稳定同位素与定量微体古生物学等方法再造了中新世大洋的古地理、古洋流、古温度、古水团分布和古生物地理等。可见,古海洋学确是当代地球科学最重要的生长点之一。

1986年9月在美国伍兹霍尔举行的第二届国际古海洋学会议,以十一个专题报告会系统地检阅了近年来古海洋学研究的重大进展。1986年美国地球物理联合会主办的《古海洋学》创刊,说明古海洋学作为一门独立的学科已经完全成熟。1992年以"海洋地质和大陆边缘地质"为主题的第29届国际地质科学联合会大会,将标志着古海洋学发展的更高阶段。

对古海洋学的重视是十分容易理解的。既然地球表面大部分为海水所覆盖,而海水、大气、生物和岩石又有着密切的相互联系,以往单纯依靠研究陆地上的岩石而建立起来的地质学,就难免是不完全的,随着古海洋学和与之相关的古气候学、板块构造学的进步,必将揭示全球性的地质演变规律,使得各地区、各时期的零星地质资料纳入全球的框架,从而使地质科学进入全面研究规律的新时期。

同时,古海洋学是地球科学各个分支在研究海洋方面相互结合的产物,它的成熟将使一系列相关学科产生新的突破。例如,地层学将由于大洋气候地层学等高分辨率对比方法的应用而达到新的阶段;古气候学将在大洋和大气相结合的全球性研究的基础上揭示气候变化的原因和机制,地质学与天文学将结合起来对地外因素在大洋沉积、生物演化和海水温度变迁中所起的作用进行新的探讨;古大洋水文与古生物的研究相结合又将导致对生物演化过程的新认识,甚至地质学的某些基本原理(如"均变"与"灾变"等,见第七章)也将由此而重新评价。

古海洋学的研究还不仅是学术性的理论探讨。随着技术的进展,陆架以外的海底矿产资源,包括锰结核、多金属软泥以及烃类等,可望成为工业开采的对象。以深海沉积历史作为对象的古海洋学,将是查明这些矿产形成机理和分布规律的直接途径。届时,古海洋学势必从基础研究发展成为具有现实经济意义的学科。

在我国,古海洋学研究与其他大洋地质研究课题一样,目前几乎尚属空白。近年来,尽管许靖华教授和任美锷教授(任美锷,1983,1984,1985)多次大力提倡,我们和一些兄弟单位的同行也做了一些尝试性的研究工作,同济大学在1983年底也开设了《古海洋学》课程,但从整体来说,这门新兴学科尚未为我国广大地质界所了解,尤其缺乏系统的材料供专业人员和高校师生参考。为此,我们不揣浅陋,就我们所知编写了这本《古海洋学概论》,作为铺路之石,引玉之砖,期望在推动我国地学界开展有关的研究和推广深海研究的成果方面,起到微薄的作用。

* 在参加第二届国际古海洋学会议后,已根据获得的新资料,对各章内容作了适当增补。

第二章　大洋地层学

第一节　概述

古海洋学和其他地质学科一样，都需要建立在地层学的基础上；地层的分辨率，决定着古海洋学研究的精确程度。反之，深海钻探取得的巨大成就，促使大洋地层学迅猛发展，又从本质上改进了地层工作的质量，开辟了高精度地层学的新方向。十多年前，人类对于地层学的知识几乎全部来自陆地，而目前大洋地层学已经成为地层学中最为活跃的一部分。

回顾大洋地层学的发展，大致经历了三个阶段：1.1957—1968年为预备阶段。如五十年代晚期Bolli等在特立尼达建立新生代浮游有孔虫化石带，为以后的洋底地层学奠定了基础；1964年剑桥大学的Harrison和Funnell合作在美国Scripps研究所开始识别深海沉积的磁极倒转记录。然而，在深海钻探计划开始之前，真正的洋底地层研究尚未开展。2.1968年至七十年代末为建立时期。深海钻探计划的进展，建立了洋底的地层层序，标定了各时代的年龄界限。本章即将介绍的各种地层学方法，亦在此阶段建立。各大洋区开始实施专门的地层对比计划，如太平洋区于1972年在国际地层委员会下成立了太平洋晚第三纪地层区域委员会(RCPNS)，通过国际地质对比计划(IGCP)第114项"太平洋晚第三纪生物地层时间面供全球性对比的评价"从1976年～1982年的工作，于1983年在新西兰达尼丁RCPNS第三次会议上通过了太平洋区晚第三纪时间表(Hornibrook,1984;Proceeding of IGCP-114,1981).3.八十年代以来的深入阶段。随着液压活塞取样设备，超导磁力仪和微量同位素分析等三大技术的发展，深海地层划分对比的分辨率和年代标定的精确度大为提高，大洋地层学深入到综合分析的新阶段(许靖华，1984)。

大洋地层学的研究除了样品不易取得外，与大陆地层学并没有什么本质上的区别。然而大洋地层学在实践中有一系列重要的特征：首先，大洋沉积速率较低，但比较连续，因此能够提供陆地所不可能有的连续剖面，但其年代却局限于侏罗纪以来的中、新生代；其次，大洋沉积的侧向相变远不及陆地上那样频繁，又不可能像陆地上那样布置详细的剖面和进行详细的地质制图，因此洋底地层一般没有必要也没有可能像陆地那样建立地方性地层系统和给予地方性命名；再者，洋底地层往往具有比陆地优越的保存条件，可以用同位素等方法进行高分辨率的地层学研究。

正是这些特点，决定了大洋地层学的优越性。虽然大洋地层学和陆地上一样广泛运用岩性地层学，生物地层学与时间地层学三项要素(表2－1)，但是稳定同位素反映的气候周期已经为第四纪地层提供了前所未有的高分辨划分标准，并正在向第三纪挺进，从而为地层学提供了一种分辨时间的"音叉"；用各种测年方法标定年龄的生物地层学、磁性地层学和岩性地层学的事件，正建立一套各种方法相互验证，相互结合的定量地层学。这样，以大洋地层为基础，地层学正在进入一个全球性、高精度的新阶段。

现将上列各类地层学的研究方法，分别具体介绍如下。

第二节　岩性地层学与事件地层学

通常所指的岩性地层学，是依靠不同岩性划分地层；此外，还可以依据某种地质事件诸如火山喷发、沉积间断等对大洋地层进行划分对比，这便是事件地层学。事件地层学当然并不以此为限，例如还有生物演化的事件，对此我们在第三节里还要讨论。现在先从岩性地层学说起。

表2－1　地层单元的类别(Kennett,1982)

地层类别	主要地层单元	相应的地质年代单元
岩性地层学	群 组 段 层	
生物地层学	化石带： 延限带 共存带 间隔带 演化系列带 顶峰带等	
时间地层学	界	代
	系	纪
	统	世
	阶	期
	时带 (chronozone)	时 (chron)
	亚时带 (subchronozone)	亚时 (subchron)

一、岩性地层学

众所周知，洋底沉积物的岩性种类不及大陆上丰富，不外乎生物成因的各种软泥、燧石、粘土、砂、火山灰以及灰岩等几种。由于岩性特征常常是沉积环境的"指纹"，保存着沉积物源和沉积环境的信息，加以岩性特征是一切地层中无所不在而又容易鉴别的特征，因此尽管以岩性分出的地层常有穿时性，大洋沉积物的岩性地层学特征仍然具有重大价值，特别在局部地区（如矿区）进行工作时还需要为各个地层单元建立起地方性命名系统。这里可举赤道太平洋锰结核区的地层工作为例，证明岩性地层学的用处。

在夏威夷以东的赤道太平洋区，二十多个深海钻孔揭示出几套不同岩性的地层(图2—1)：富含Fe-Mn氧化物的褐色泥岩或软泥——莱恩群岛组(Line Islands Formation)，白色为主的白垩——马克萨斯组(Marquesas Formation)，富含火山碎屑的绿色软泥——圣伯拉斯组(San Blas Formation)，和杂色软泥、褐色与白色互层的软泥——克利帕顿组(Clipperton Formation,)，后者包括杂色段(Varicolored Unit)和互层段(Cyclic Unit)或放射虫软泥段。这些岩性地层单元明显不等于时间地层单元。如莱恩群岛组的时代从晚始新世延续到晚中新世、马克萨斯组从[illegible]晚中新世，克利帕顿组从早渐新世延续到第四纪，而圣伯拉斯组则在110°W以东海区取代马克萨斯组和克利帕顿组，它们在时代上具有很大的重复性(Cook,1975;Piper et al. 1979)(图[illegible])。

然而，这类岩性地层的划分，对于洋底地质研究很有意义。例如美国海洋大气局在七十年代中期组织的DOMES（深海采矿环境研究）计划在赤道太平洋北部用3.5千赫的高频地震测得海底250米埋深以内的地层，其声波分层可与邻近深海钻井（DSDP159孔）揭示的岩性地层相对比（图2－2）。

地层分组		岩性	颜色	层理	$CaCO_3$含量(%)	火山碎屑含量(%)	粘土、氧化铁锰含量(%)	各组的时代分布	世	百万年
克利帕顿组	互层段(或放射虫软泥段)	超微—放射虫—粘土软泥与有孔虫—放射虫—超微软泥互层	褐色与浅棕色互层	薄层状具微层理						
	杂色段	超微与放射虫—超微软泥和白垩质软泥	浅紫、绿灰、白、蓝灰等杂色	薄层状						
圣伯拉斯组		火山—蒙脱石—放射虫—超微软泥 有孔虫—超微软泥	绿灰色	厚层状						
马克萨斯组		超微白垩和放射虫—超微白垩	白色为主	厚层状						
线形群岛组		超微—粘土—含铁锰泥岩，底部为含金属软泥	褐色为主向底部变浮	具微层理						

各组的时代分布：互层段或放射虫软泥；杂色段；圣伯拉斯组；马克萨斯组；线形群岛组

世：Q；N_2；N_1（N_1^3，N_1^2，N_1^1）；E_3（E_3^2，E_3^1）；E_2（E_2^3）

百万年：0，5，10，15，20，25，30，35，40

图2－1　东赤道太平洋区综合岩性地层表

(据Piper et al.,1979编)

DOMES C区			DSDP 159孔			
声波分层	35千赫地震记录	厚度(米)	岩性分层			厚度(米)
1		5–25	放射虫软泥段		克利帕顿组	18
2		25–30	互层段			53
3		50–60	马克萨斯组			38

图2－2　赤道太平洋北部DOMES计划C区(15°N, 126°W)声波分层与DSDP159孔岩性分层之间的对应关系(Piper et al.,1979).

当然，利用深海钻孔可以得出比地震法更为可靠的岩性地层剖面，如DSDP第8航次得出的太平洋135°W～140°W之间的南北向剖面(图2－3)便是。

可见，岩性地层单元是地震方法调查洋底地层的基础，在深海钻探工作中亦有一定价值。然而，在大洋地层学的实践中，一般并不主张为岩性地层单元取专门的名称，如上述东太平洋那样。这是因为洋底沉积的类型不像陆地上那样繁多，加上深海钻孔间距大，难以像陆地那样填图，可以一般主张用数字或字母对不同的岩性进行编录，不另取地方性组名。如北大西洋北美海盆的岩性与地震地层划分就是以数字编码的(图2－4)(Kennett, 1982).北冰洋中部欧亚海盆新生代晚期的冰海沉积，则由老到新用字母A到M编号，划分为13个不同的岩性地层单元(Morris and Clark, 1986).

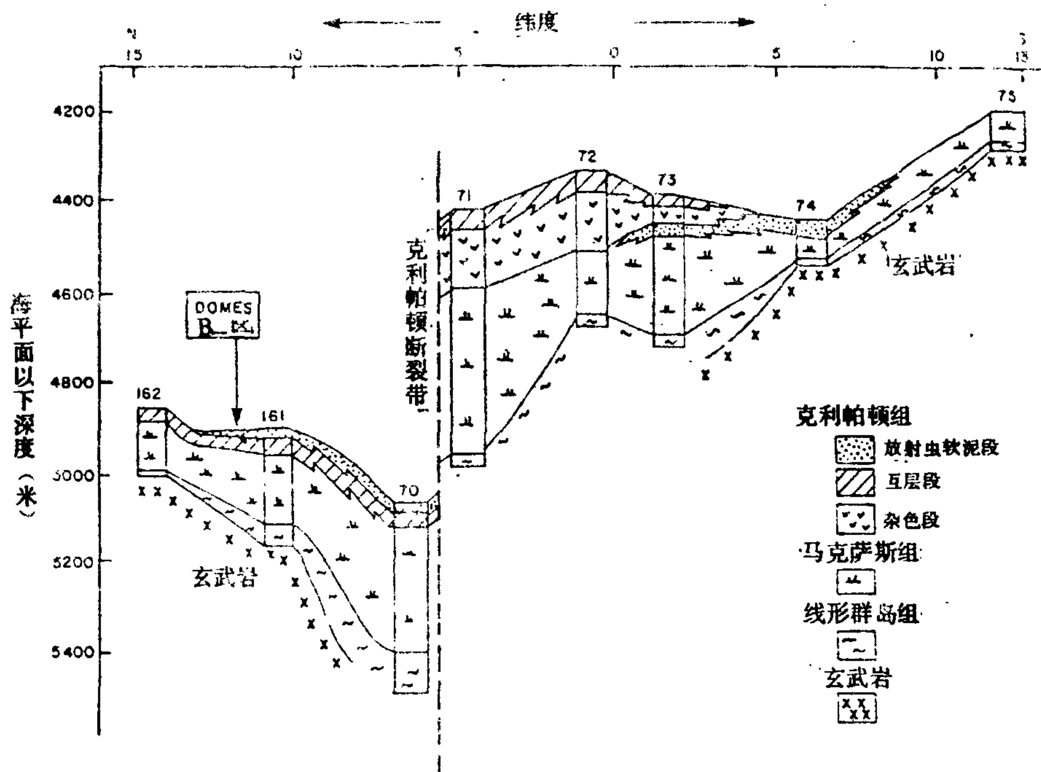


图2—3 太平洋135°W—140°W向的南北向深海地层剖面

(Piper et al., 1979)根据DSDP资料绘制

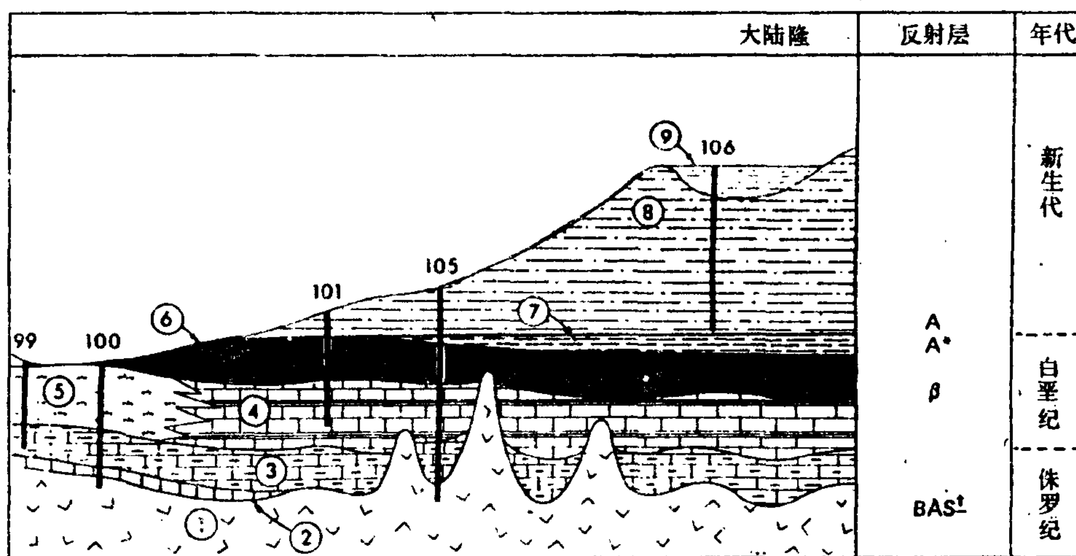


图2—4 北大西洋北美海盆(North American Basin)的岩性地层单元和地震反射层

(Lancelot et al.,1972;转引自Kennett, 1982).

99～106为深海钻探DSDP钻孔号。岩性地层:1.玄武岩,2.中—晚侏罗世(Callovian？－Oxfordian阶)绿灰色灰岩,3.晚侏罗世红色粘土质灰岩,4.晚侏罗—早白垩世(Tithonian－－Neocomian)白色与灰色灰岩,5.晚侏罗－早白垩世(Tithonian －Neocomian)钙质软泥与白垩,6.白垩纪黑色粘土,7.晚白垩世?—早第三纪多色粘土,8.第三纪半远洋泥,9.第四纪陆源砂与粘土。

二、海洋火山灰年代学

火山物质在海洋沉积中起着重要作用。据估计，南、北太平洋和大西洋中部的碎屑物有25～75%来自大气尘埃，而其中约30%属于火山成因。大部分火山喷发的火山灰只上升到6千米以下的空间，传播不致太远；但有时却可达10千米甚至15千米以上的高空，火山灰可传播到远离喷发中心3000、以至6000千米处，而极细物质（0.3～1微米）的传播简直具有全球性。本世纪最大的一次火山爆发，即1956年勘察加半岛无名火山的爆发，火山灰上冲到37千米的高空(Kennett,1981)。

并不是所有的火山喷发都能形成海底火山灰层。首先，来自扩张中心和热点的玄武岩质喷发物的分布范围有限，只有来自岛弧的十分富硅的火山喷发才会产生世界性的影响；其次，当喷发量不够大时火山灰会因生物扰动等作用与其他沉积物相混，不能产生火山灰层。据新西兰以东的海底剖面计算，只有当堆积速率大于每平方厘米上每千年100毫克时（指88～11微米粒级），才能单独成层(Watkins & Huang,1977)。据106个柱状样的统计，第四纪火山灰只有不到25%构成火山灰层，其余75%以上的火山灰分散在其他沉积物中。

结果，深海地层序列中的火山灰层次比陆上靠近火山处为少，用简单统计层次的方法难以进行火山灰层的地层对比。因此，对海底火山灰层进行追索的工作虽然早在1941年已经开始，Worzel在1959年还发现赤道东太平洋的一个强反射层其实就是一个5～30厘米厚的火山灰层（即所谓"Worzel火山灰"），但是海洋火山灰层的确切对比和年代确定却是后来运用矿物学，地球化学等方法的结果。六十年代中期开始用古地磁和地球化学方法对比火山灰层。七十年代起，开始对海底不成层的分散火山灰沉积进行研究（如Kennett和Watkins,1970）：为了研究62微米的较细粒级火山物质，还设计出一套将细到11微米的火山玻璃从深海沉积中分离、计数和分析的技术，并发现这类细粒火山物质在南大洋可供3000千米范围内的对比之用。七十年代中期以来进而运用扫描电镜和电子探针研究火山玻璃表面结构和地球化学特征，运用裂变迳迹法对比陆地和海底的火山灰层。

一个火山灰层往往在短暂的几天或几周内形成，而分布范围却可达数千千米，有了辨别不同火山灰层和不同火山灰的方法，就可以为大洋地层学提供良好的标志。细小的火山玻璃分布范围更广，其沉积速率也是地层对比的良好依据。如果含火山灰地层有古地磁、氧同位素等测年数据加以控制，就可以成为理想的地层标志。

区别不同的火山灰，可以运用三方面的特征：

(1)物理学特征：指火山灰层的颜色、厚度和层理，以及火山灰颗粒的大小，分选，形状和内部结构（如气泡等）；

(2)矿物学特征：包括矿物成份，斑晶的类型和特征，重矿物组合和角闪石颜色等；

(3)地球化学特征：可由火山玻璃的折光率作间接的反映，因为它取决于石英含量和水化作用程度；也可以用中子活化，X萤光和电子探针等方法确定其元素含量。

其中特别重要的是痕量和微量元素的方法。例如东赤道太平洋和东南太平洋沉积柱状样中的各火山灰层，用微量元素分析进行大范围对比，结果发现分布最广的两层年龄为距今54,000年和220,000年，即所谓"Worzel火山灰"(Bowles et al.,1973)。事实上，现在只需用电子探针分析几颗火山玻璃，就可以鉴别它们属于哪个火山灰层；有时候宏观面貌不同的火山灰，靠电子探针也能发现其成分相同而证明属于同一次喷发的产物。当然，也可以用矿物学和粒度分析的方法对比火山灰层，用古地磁、氧同位素等方法测定火山灰层的形成年代，从而确定其所属的层位。举例说，第四纪迄今已知的最大一次火山爆发大概发生在印尼苏门答腊，结果产生了长87千米宽31千米的多巴湖，这次爆发形成的火山灰达2000立方千米之多，相应的火山灰层分布在苏门答腊以西2800千米以内的洋底(Taylor,1970)。该层不仅可以对比，而且已用氧同位素测年得出在第4期和第5期之间，即75,000年前。

除此以外，火山灰的堆积速率也具有地层意义。一方面，火山灰在海底的堆积速率和粒级都随着远离喷发中心而逐渐下降；另一方面，在同一地点火山灰的堆积速率又随着火山喷发的强度变化，因此，物源相同的火山灰，其堆积速率在不同的海区均有相似的变化趋势，从而可用于地层对比。例如靠太平洋一侧的南大洋海域，从Balleny群岛来的砂粒级火山灰从源地向外扩散4,000千米左右，在洋底各钻孔中火山灰的堆积速率曲线因十分相似而可供对比（图2－5）。其中离物源区500千米以内的堆积速率一般是7～150毫克/千年·平方厘米，而离物源区3700千米处只有0.1～20毫克/千年·平方厘米。

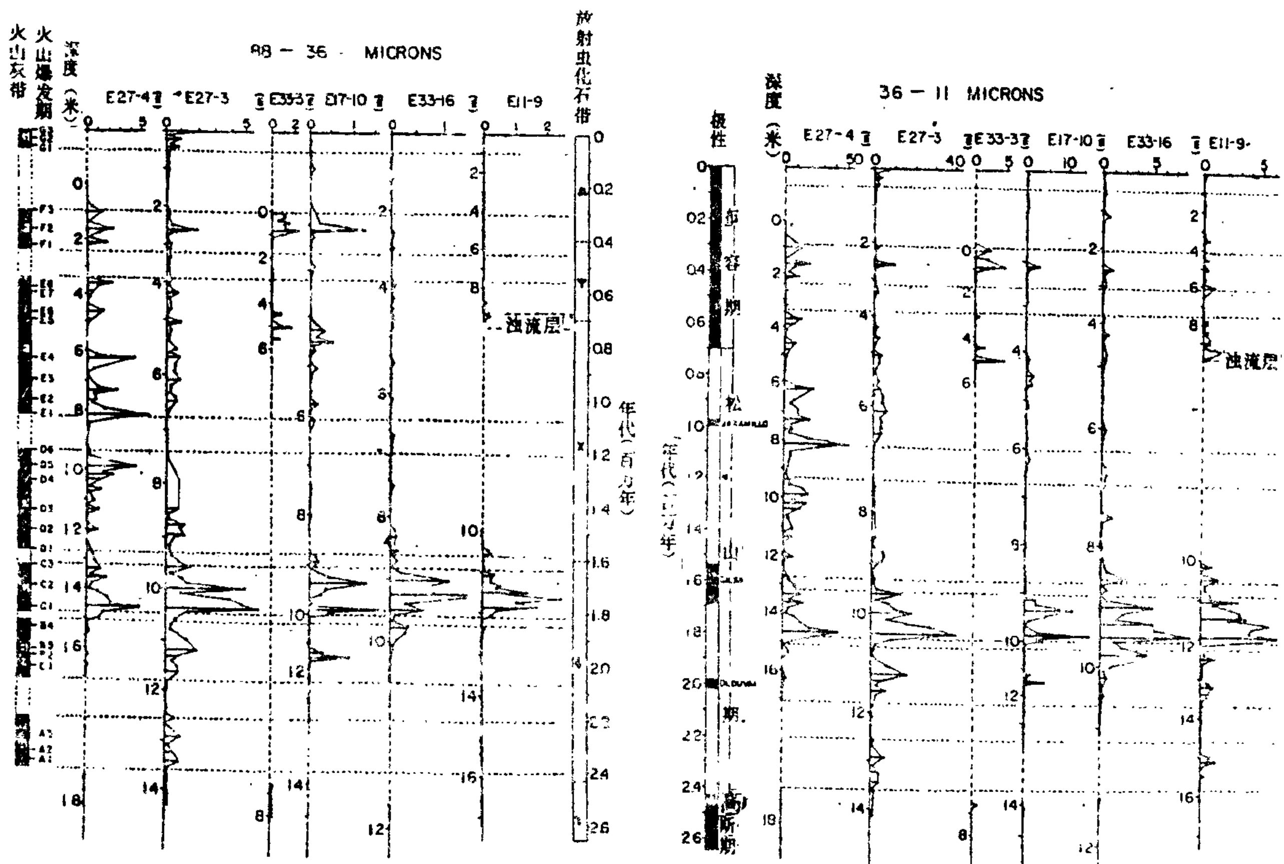


图2－5 南大洋近南极西部处六个新生界钻孔中的火山玻璃堆积速率（指88～36微米与36～11微米粒级）。(Huang et al.,1975) 堆积速率单位：毫克/千年·平方厘米·这些钻孔中共有明显的火山灰层，火山玻璃最大堆积速率期用A－G表示，其后的数字1～9表示依次的火山喷发。垂直虚线表示沉积缺失。

海洋火山灰年代学在应用中也有许多复杂的问题。例如，火山灰在堆积之前先有个搬运过程。现代洋底火山玻璃的分布既与主要源区即喷发力强的岛弧有关，又与对流层下部的风向有关。根据岛弧的分布格局和对流层下部风向可以得出现代火山灰分布的主要范围（图2－6）。同时，火山灰的堆积不仅是大气搬运的结果，它还受洋流和冰筏搬运、生物扰动以及再沉积等影响而发生重新分布，成岩作用也可以使火山灰变成粘土矿物、沸石和燧石，这在老第三纪和白垩纪地层中尤为重要。

与此相应，海洋火山灰研究的意义也不以地层学为限。首先，洋底火山灰的分布可以指示风向，从而提供研究古大气环流的依据。其次，火山灰层可以用来研究地质时期构造运动和岩浆活动的历史，如根据DSDP钻孔的记录，晚第三纪以来最强的火山活动期是第四纪［约200万年以来即所谓"喀斯喀特幕"（"Cascadian Episode"）］和中中新世［1,400～1,600万年前的"哥伦比亚幕"（"Columbian Episode"）］，其次是300～600万年前的中新世末至上新世早期［斐济幕（"Fijian Episode"）］和800～1,100万年前的晚中新世［安第斯幕（"Andean Episode"）］，这些都反映了强烈的构造活动期。再者，火山喷发的历史可能与气候变化的历史有联系。有人认为火山喷发的尘埃可以

遮挡阳光致使地面温度下降，而历史上大规模的火山喷发之后确实出现了降温期。据Budyko计算，如100年以内发生50～100次大的火山喷发，就会使接受的太阳辐射量下降10～20%，从而使平均温度下降1～3°C。新西兰中部以西的DSDP 284号孔分析表明，粗粒火山灰层与氧同位素温度下降期十分一致，火山灰含量的高峰正是中新世末，上新世晚期和第四纪的变冷期，而上述晚第三纪以来的火山灰大量产生期也恰与变冷期相当：中中新世南极冰盖发育；中新世末因南极冰盖扩大，世界大洋变冷，地中海暂时关闭而造成盐度危机；第四纪时北半球冰盖扩大，世界大洋进一步变冷(Kennett, 1981)。

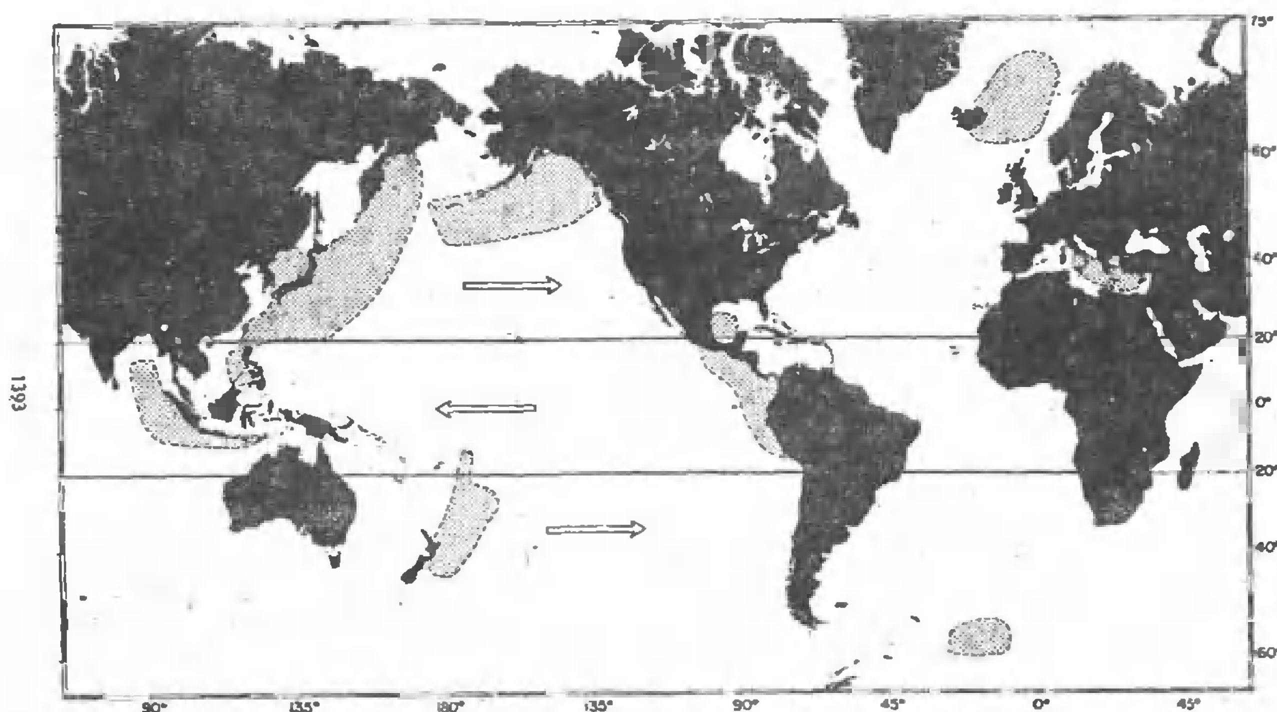


图2—6　现代洋底粗碎屑火山玻璃大量分布的主要海区
(Ninkovich 绘，转引自Kennett,1982)　箭头指示对流层下部的风向

三、间断地层学与地震地层学

大约110年前，英国"挑战者"号船的深海调查虽然已经打破了人们以为深海一片漆黑全无生命的误会，但是直到深海钻探 (DSDP) 开始以前人们还相信大洋深处总归是平静的，沉积地层也总是连续的。事实证明，这种连续的沉积剖面在洋底也非常罕见，由气候或构造变动而产生的洋底较强水流造成沉积间断，倒是一种普遍现象。地层的接触关系是地层学研究方法中十分重要的一项，需要加以专门讨论。

洋底沉积间断的长短可以十分不同，但分布却非常广泛。例如 Johnson(1972) 在太平洋中部300平方千米海域的调查表明，在全新世薄层沉积物之下有一明显的角度不整合与第三纪白垩层相隔开，其间不仅更新统缺失，还剥蚀掉了数十至数百米厚的中新世至始新世的地层。印度洋八个深海钻孔揭示的新生代沉积间断，如图2—7所示。

Moore 等(1978)在总结了深海钻孔中新生代沉积间断在空间和时间上的分布后，发现新生代晚期大洋的沉积间断分布格局遵循底层洋流的途径，有几次大的间断在各大洋盆地几乎完全同时，是追踪地层关系的良好标志。例如在环太平洋海区广泛发现中新世中期的沉积间断，沉积缺失从距今1300万年开始，延续约100万年，据推断应是洋面下降的结果 (Ujiie, 1984)。

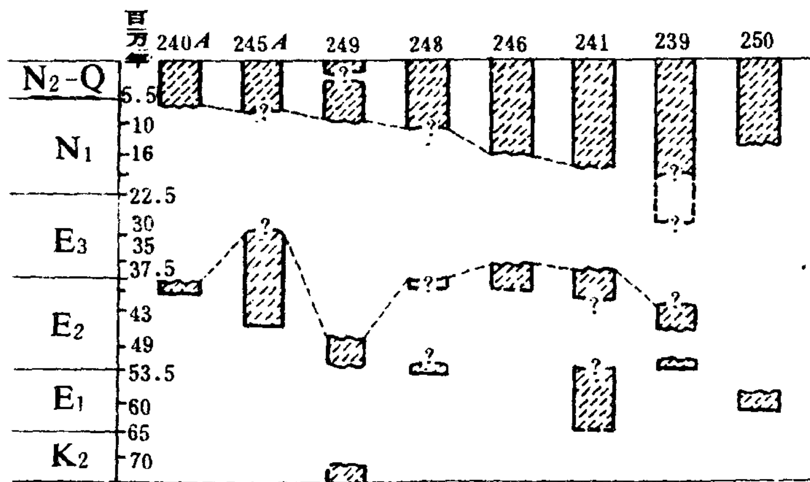


图2—7 印度洋新生代沉积间断

(Leclaire, 1974,转引自 Лисицын , 1984)。

沉积间断可以是因为缺乏物质来源而产生，但更重要的是遭受剥蚀所致。剥蚀有物理和化学的两种：(1)物理剥蚀，是由底层洋流或因潮汐、内波加强而形成的底流冲刷所造成。另外海啸也可以引起沉积物的再悬浮(Лисицын,1984)；(2)化学剥蚀，指底层海水对海底沉积物，特别是生物成因沉积物的溶解作用，这可以是 CCD 上升或底流改变所致 (Kennett,1982)。

在各个地质时期里，沉积间断所占的时间长短很不平衡。据 Moore 等(1978)对各大洋的总结，古新世早期有90%的地层缺失，渐新世以前的地层有50%以上缺失。对所有的大洋来说，最大的间断发生于白垩纪与第三纪的交界，始新世晚期，以及中新世中—晚期；反之，始新世中期、中新世早—中期，第四纪间断较少(图2—8)。

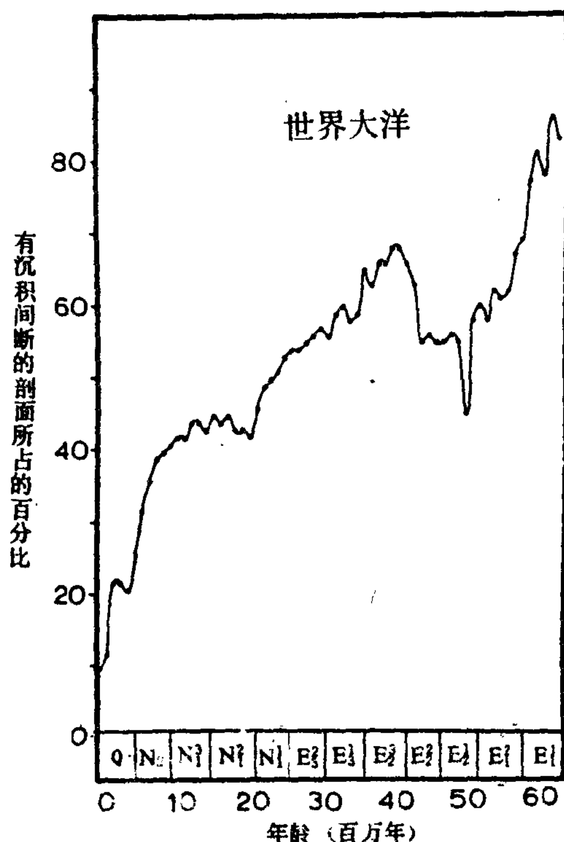


图2—8 世界大洋新生代各时期沉积间断所占的比例

(Moore et al., 1978)。

沉积间断增多的时期，应与底层洋流加强有关。而洋流的加强可以是气候原因，也可以是构造原因所引起。例如由暖期到冷期的转折可以促使洋流加剧，沉积间断增多；地壳的运动打开了新的洋流通道，同样会加强海底剥蚀，造成沉积间断(Лисицын, 1984)。可见，大洋沉积间断一方面为地层对比提供标志，另一方面也是古海洋学重大事件的记录(详见第三章)。

目前，深海的沉积间断已经在实践中用于地层对比。为了对比方便，对于第三纪的沉积间断还作了编号。据最近 Keller(1986) 的归纳，早第三纪广泛分布的深海沉积间断(PH)有五个：PHe(3,900～4,100万年前，相当于浮游有孔虫P14/P15带之间)， PHd (3,750～3,850万年前，相当于P15～P16 带)，

PHc(3,400～3,650万年前，相当于P18，P17)，PHb(3,000～3,00万年前，相当于P21/P20)，PHa(2,450～2,600万年前，相当于P22带上部)；晚第三纪沉积间断(NH)有九个：NH1a(2,020～1,940万年前，相当于N5带下部)，NH1b(1,850～1,750万年前，相当N6/N7带间)，NH2(1,610～1,510万年前，相当N8带上部)，NH3(1,290～1,180万年前，相当N12带上部)，NH4(1,050～920万年前，相当N14/N15)，NH5(860～800万年前，相当N16带)，NH6(700～630万年前，相当N17a)，NH7(520～470万年前，相当N18带)，NH8(370～310万年前，相当N19带上部)

和间断地层学密切相关的是地震地层学。关于世界洋面升降可以在各大陆边缘引起同时性海侵海退的思想虽然早已产生，但只是在 Vail 等人(1977)提出用地震剖面中海岸上超(coastal onlap)来确定海平面相对变化，进而对比地层的方法之后，这种思想才得到实际应用。Vail 等运用高质量的多频道地震剖面和钻孔岩芯分析相结合的方法，先将穿越大陆边缘的地震剖面分成成因相关的地层单元即系列 (sequence)，系列之间有不整合面或可以对比的整合面相隔，然后根据海岸上超、顶超等关系判断海面的上升或下降。他们在南、北美，西欧，西非岸外，东南亚和澳大利亚区域性工作的基础上，得出了显生宙全球海平面变化旋回曲线图，共划分出两个巨旋回(寒武纪至早三迭世，中三迭世至全新世，为时22,500万年至30,000万年)、十四个超旋回(为时1,000万年至8,000万年)和为数更多的三级旋回(为时100万年至1,000万年)，其中包含多次海平面的突然下降，是世界性地层对比的良好依据。上述大洋地层的间断，也和地震地层学的海平面旋回有密切关系，不过有的作者认为沉积间断在低海面时加剧，有的却认为在高海面时更容易发生(Haq, 1984)。

近十年来，地震地层学在全世界得到广泛的应用。它不仅被用于区域性或全球性的地层对比，而且能够在钻探之前判断地层的年代、岩相和岩性，指示油气储集的有利相带，故具有重要的理论和实际意义。Vail 等(1977)的海平面曲线，也在南、北半球不少区域得到证实。最近对西北大西洋新泽西陆坡与陆隆剖面白垩纪至第四纪地层的地震与钻孔比较研究，又一次证明了 Vail 海平面曲线的正确性(Poag & Mountain 1986)。事实上，除去地史上特定时期有冰盖消长的影响外，世界海平面变化主要受板块运动造成的洋盆体积变动所制约，其中尤以大洋中脊大小、形状的变化最为重要。既然洋盆体积的影响遍及全球各海域，世界海平面变化的一致性便不难理解。近来，地震地层学已经从海洋和井下地质扩展到陆地露头地质，提出了将地震地层学，岩性地层学和生物地层学成果归纳到沉积系列之中的"系列地层学(sequence stratigraphy)"(Hardenbol et al., 1986)。

不过，对于地震地层学提出的世界海平面曲线也有不少批评意见。许多地方的研究结果与 Vail 等人的曲线颇有出入。有人指出，决定系列性质的是海平面变化速度而不是海平面升降本身，有的认为构造下沉也可以造成海岸上超，而无需海平面变化(见Haq, 1984)。瑞典的 Mörner(1983, 1986) 认为 Vail 曲线中的急剧海退根本不可能是全球同时构造性海面下降的结果。如果Vail曲线确是海平面变化所致，就不可能全球同时发生，因为首先要补偿大地水准面的变化；如果与深海的沉积间断相关，那就应当是地球转速变化引起洋流格局调整的结果。他认为不可能有全球同时的海平面变化，并试图以白垩纪为例证明世界各地海平面变化随纬度而不同，乃是大地水准面影响的结果(Mörner, 1981)，但有人批评他白垩纪地层的对比本身就有问题。总之，地震地层学在研究海洋地层、石油勘探和古海洋学工作中的价值无可置疑；同时，对于地震地层学在理论中存在的问题也不应忽视。

第三节　生物地层学

浮游微体化石是大洋地层学的基础。由于它们个体细小，数量众多，分布于广阔的海区，所以在洋底钻孔中很容易找到。其中应用最广的是浮游有孔虫和钙质超微化石，在碳酸盐补偿深度以下则

为放射虫和硅藻。

生物地层学的基本单元是化石带，化石带以某种或某个化石组为特征，具体说来，主要有：(1)延限带(taxon-range zone)——以某分类单元(如种、属)的分布范围为特征的一段地层；(2)共存带(concurrent-range zone)——以某两个分类单元同时出现为特征的一段地层；(3)间隔带(interval zone)——在某两个分类单元的首次出现或末次出现之间所夹的一段地层；(4)谱系带(lineage zone 或 phylozone)——代表某一演化系列中的一段地层，如相继的两种分类单元首次出现面之间的那段地层。此外还有因某分类单元大量出现而分出的顶峰带(acme zone)等等(Hedberg, H.D. (ed), 1971)(图2—9)。

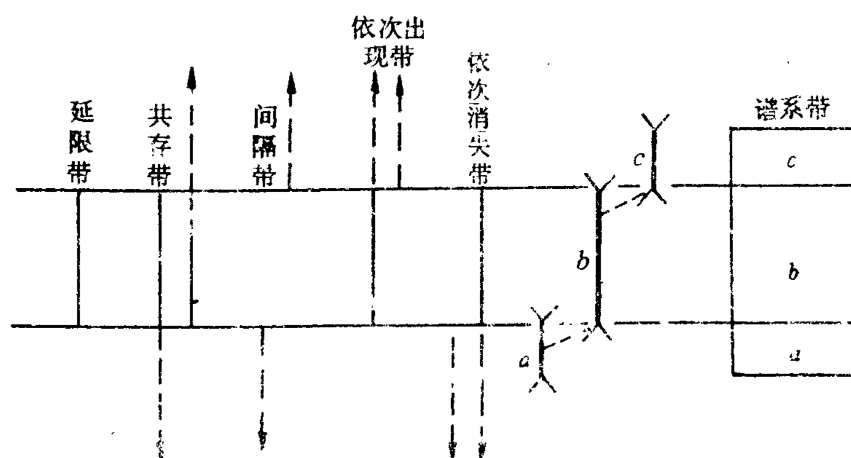


图2—9 化石带的基本类型

(Kennett, 1982)

垂线示种(或属)的出现时代分布范围；箭头示分布年代的延伸方向；a,b,c 为一个演化系列中的三个种。

地层学近年来的发展趋势是“事件地层学(event stratigraphy)。国际地科联1982年初在联邦德国 Bad Honnef 召开的国际讨论会“地层学向何处去”得出了这样的结论、事件地层学被认为是“八十年代的时髦”(Episodes Staff, 1982)。将河流泛滥、特大风暴、火山喷发、气候突变、古海洋学或生物群落的变迁等事件的作用在全球或大区域范围内标定时间，可以为地层学和地史学增添至关重要的信息。在生物地层学范围内，同样需要依据“基准事件(datum event)”，又称时间基准面(datum level 或 datum plane)，即关键性属种的初次出现(FAD)或末次出现(LAD)等；查明这些事件在地层中的位置，用放射性或古地磁测年法标定各个事件的年龄，就构成了以生物演化事件为基础的地质年代系列，即“生物年代学(biochronology)”(Berggren & Van Couvering, 1978)。例如，第四纪的深海沉积中就至少有各类浮游微体化石的基准事件35个(9个 FAD，23个 LAD和3个其他性质的事件)，且已与其他年代学资料相互标定 (Berggren et al., 1980)。1983年结束的国际地质对比计划第148项 (IGCP148) 的主题就是“生物年代学与定量地层学”，对深海钻孔和石油钻孔中微体化石的分布作各种方法的数据处理，标定古生物和其他地质事件的年龄，得出一个以百万年为单位的地质年代表。这种地质学和统计学方法的结合，使得中、新生代各阶界线的年龄能够定量化 (Agterberg et al., 1984)。

有孔虫

1.浮游有孔虫

浮游有孔虫的属种不多，新生代以来不过二十多属，现生种也不过四十个左右。然而它们分布广泛，演化迅速，并有旋向变化等特征可以利用，因此成为大洋地层学研究的首要依据。最早的浮游有孔虫地层系列在五十年代随石油勘探的需要而建于特立尼达，当时 Bolli (1950)发现四个圆幅虫类型在形态上逐渐过渡，在地层上依次相接，这就是 *Globorotalia fohsi* 的四个亚种。Blow (1956)发现了从 *Globigerinoides* 到 *Orbulina* 的演化系列，其中有着十分短暂的种构造演化环节，是进行生物地层学分析的良好材料(图2—10)。

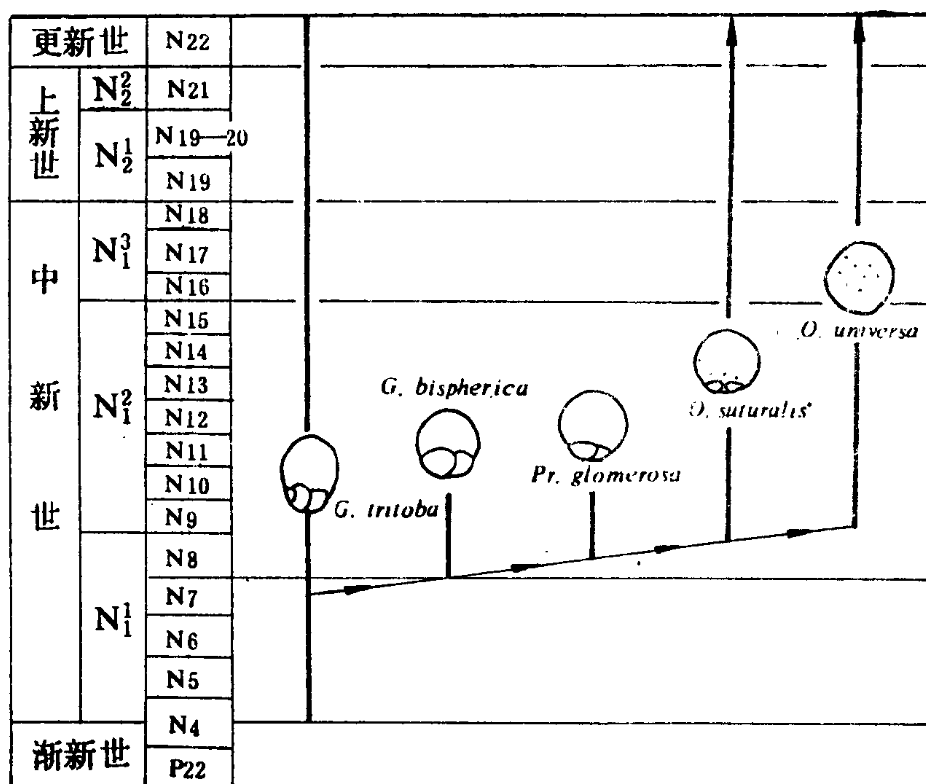


图2—10 圆球虫演化系列，*Globigerinoides*→ *Praeorbulina*→*Orbulina* 的演化示意图
(据 Blow, 1956 及Kennett & Srinivasan, 1983 编制)

在上述研究基础上，Bolli(1957,1966)首先建立起以特列尼达为基础，适用于世界低纬度区的新生代浮游有孔虫分带方案；Blow(1969, 1970)经过补充、修改，提出了以数码编号(P1－N23)的新生代浮游有孔虫化石带(表2—2，2—3)。实际上，有时还可以作出更细的划分，仅第四系就可以分出(自下而上)*Globorotalia crassaformis viola*, *G · crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi*, *Globorotalia fimbriata* 第五个化石带(Bolli & Saunders, 1985).至于白垩系的浮游有孔虫化石分带方案，虽然在五十年代已根据北非和加勒比地区的剖面初步提出，可供全球性对比的成熟方案却是近年来才出现的(如 Bigal, 1977;Caron, 1985)(表2—4)。

上述浮游有孔虫分带是以低纬度海域为基础建立的，在大洋地层工作中得到普遍使用，可是，事实上并不能适用于所有地区。各海区具有各自的特殊性，尤其是高、中纬度地带的属种组合与低纬度海区不同，必须另行建带，因此，因地制宜地建立各海区的浮游有孔虫化石带，寻找化石带径向对比的途径，是大洋地层学面临的重大课题。

表2—2 晚第三纪浮游有孔虫分带方案

时代		距今百万年数	浮游有孔虫带 Blow, 1969		浮游有孔虫带 Stainforth et al., 1975	超微化石分带①
第四纪			N23	*G. calida/S. dehiscens excavata*	*Globorotalia truncatulinoides*	*NN21*
			N22	*Globorotalia truncatulinoides*		*NN20* *NN19*
		2.0				
上新世	晚		N21	*Globorotalia tosaensis tenuitheca*	*Pulleniatina obliquiloculata*	*NN18* *NN17*
			N20	*Globorotalia multicamerata/ Pulleniatina obliquiloculata*	*Globorotalia margaritae*	*NN16* *NN15*
	早		N19	*Sphaeroidinella dehiscens/ Globoquadrina altispira altispira*		*NN14* *NN13*
			N18	*Sphaeroidinella subdehiscens paenedehiscens/ Globorotalia tumida tumida*		*NN12*
		5.1				
中新世	晚		N17	*Globorotalia tumida plesiotumida*	*Globorotalia acostaensis*	*NN11*
			N16	*Globorotalia acostaensis/ Globorotalia merotumida*		*NN10*
		11.3				
	中		N15	*Globorotalia continuosa*	*Globorotalia menardii*	*NN9*
			N14	*Globigerina nepenthes/ Globorotalia siakensis*	*Globorotalia siakensis*	*NN8*
			N13	*Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens/ Globigerina druryi*		*NN7*
			N12	*Globorotalia fohsi*	*Globorotalia fohsi lobata-robusta*	*NN6*
			N11	*Globorotalia praefohsi*		
			N10	*Globorotalia peripheroacuta*	*Globorotalia fohsi fohsi*	*NN5*
			N9	*Orbulina suturalis/ Globorotalia peripheroronda*	*Globorotalia fohsi peripheroronda*	
		14.4				
	早		N8	*Globigerinoides sicanus/ Globigerinatella insueta*	*Praeorbulina glomerosa*	
			N7	*Globigerinoides trilobus/ Globigerinatella insueta*	*Globigerinatella insueta*	*NN4*
			N6	*Globigerinatella insueta/ Gloigerinita dissimilis*	*Catapsydrax stainforthi*	*NN3*
			N5	*Globoquadrina dehiscens praedehiscens/ Globoquadrina dehiscens dehiscens*	*Catapsydrax dissimilis*	*NN2* *NN1*
		24.6				
渐新世			N4	*Globigerinoides primordius/ Globorotalia kugleri*	*Globorotalia kugleri* *Globigerina ciperoensis*	*NP25*

①附超微化石分带对比方案 （据Harland et al., 1982 等编）

表2—3 早第三纪浮游有孔虫分带方案

时代		距今百万年数	浮游有孔虫带			超微化石分带①
			Blow 1969		Stainforth et al., 1975	
中新世		24.6	N4	*Globigerinoides primordius/ Globorotalia kugleri*	*Globorotalia kugleri*	NN1
渐新世	晚		P22	*Globigerina angulisuturalis*	*Globigerina ciperoensis*	NP25
			P21	*Globigerina angulisuturalis/ Globorotalia opima opima*	*Globorotalia opima opima*	NP24
			P20	*Globigerina sellii/Globigerina ampliapertura*	*Globigerina ampliapertura*	NP23
	早	32.8	P19		*Cassigerinella chipolensis*	NP22
			P18	*Globigerina tapuriensis*	*Pseudohastigerina micra*	NP21
始新世	晚	38.0	P17	*G. gortanii gortanii/ G. centralis*	*Globorotalia cerroazulensis*	NP21 / NP20
			P16	*Cribrohantkenina inflata*		NP20
			P15	*Porticulasphaera semiinvoluta*	*Globigerinatheka semiinvoluta*	NP19 / NP18
	中	42.0	P14	*Globorotalia spinulosa spinulosa*	*Truncorotaloides rohri*	NP17
			P13	*Globigerapsis beckmanni*	*Orbulinoides beckmanni*	NP16
			P12	*Globorotalia lehneri*	*Morozovella lehneri*	NP16
			P11	*Globigerapsis kugleri/Subbotina frontosa boweri*	*Globigerinatheka subconglobata*	NP15
			P10	*S. frontosa frontosa/ G. pseudomayeri*	*Hantkenina aragonensis*	NP15 / NP14
	早	50.5	P9	*G. aspensis/ G. lozanoi prolata*	*Acarinina pentacamerata*	NP13
			P8	*Globorotalia formosa*	*Morozovella aragonensis*	NP12
			P7	*Globorotalia wilcoxensis berggreni*	*M. formosa formosa*	NP12
古新世	晚	54.9	P6	*Globorotalia subbotina subbotinae/ G. velascoensis acuta*	*Morozovella subbotinae*	NP10-11
			P5	*M. soldadoensis soldadoensis/ G. velascoensis pasionensis*	*Morozovella velascoensis*	NP9
			P4	*Globorotalia pseudomenardii*	*Globorotalia pseudomenardii*	NP8 / NP7 / NP6
			P3	*Globorotalia angulata angulata*	*Globorotalia pusilla pusilla*	NP5
					Morozovella angulata	NP4
			P2	*Globorotalia praecursoria praecursoria*	*Globorotalia praecursoria*	NP3
	早	60.2	P1		*Globorotalia inconstans*	NP3
					Globorotalia pseudobulloides	NP2
		65.0			*"Globigerina" eugubina*	NP1

①附超微化石分带对比方案　　　　（据 Harland et al., 1982 等编）

表2—4 白垩纪浮游有孔虫分带方案

年代 世	年代 期	距今百万年数	浮游有孔虫带
晚白垩世	马斯特里赫特	65.0	*Glt. mayaroensis*
			Glt. gansseri
			Glt. stuarti/ Glt. falsostuarti
	坎潘	73.0	*Glt. calcarata*
			Glt. elevata/ Glt. stuartiformis
	桑顿	83.0	*Glt. concavata carinata*
	康纳克	87.5	*Glt. concavata*
	土伦	88.5	*Glt. sigali/ Glt. schneegansi*
			Glt. helvetica
	西诺曼	91.0	*Wh. archaeocretacea*
			Rtl. cushmani
			Rtl. globotruncanoides/ Rtl. brotzeni
早白垩世	阿尔必	97.5	*Rot. appenninica/ Pl. buxtorfi*
			Tic. breggiensis
			Hed. rischi/ Tic. primula
			Hed. planispira
	阿普第	113	*Tic. bejaouaensis*
			Hed. trocoidea
			Gld. algeriana
			Gld. ferreolensis
			Schk. cabri
			Gld. maridalensis/ Gld. blowi
			Gla. gottisi/ Gld. duboisi
			Hed. similis
	巴列姆	119	*Ctes. aptiensis*
			(Ctes. intercedens)
			Clh. eocretacea
			Hed. sigali
	欧特里夫	125	*Ctes. bartensteini/ Gay. gr. djaffcensis-sigmoicosta*
			Cau. gr. hauterivi
			Doroth. ouachensis
			Hapl. vocontianus
	凡兰吟	131	*Lent. ouachensis var. bartensteini/ Doroth. hauteriviana*
			Lent. gr. eichenbergi-meridiana
			Lent. busnardoi
			Lent. guttata
	巴利阿斯	138 144	

（据 Sigal, 1977; Harland et al., 1982）

浮游有孔虫化石带的界线实际上也就是演化事件。因此，浮游有孔虫地层学的界线一经年代标定，其实也就是当前举世瞩目的生物年代学界线。在世界各个海区记录了不同数目的浮游有孔虫事件，分出了不同数目的化石带。在太平洋海区经过前述太平洋晚第三纪地层区域委员会 (RCPNS) 和国际地质对比计划 IGCP 第114项目先后在日本东京(1976)、印尼万隆(1977)、美国斯丹福(1978)、苏联伯力(1979)、法国巴黎(1980)、和日本大阪(1981)的讨论，以及1983年在新西兰达尼丁的总结，已经归纳出太平洋区晚第三纪以来的年代表。热带、亚热带太平洋区，仅早、中中新世就记录了35个浮游有孔虫事件(Keller, 1980)。我国岸外的南海北部，仅初步研究就发现至少有8个有孔虫时间基准面具有普遍的地层意义(汪品先、夏伦煜，1981)。

浮游有孔虫地层学的深入研究，还沿着建立属种演化系列的方向发展。大洋地层相对的连续性为演化过程的研究提供了绝好的材料，如 Malmgren 和 Kennett (1981) 对 DSDP 钻孔中新生代晚期浮游有孔虫进行详细的形态测量，表明演化是逐渐发生的。不久前 Kennett 和 Srinivasan (1983)发表的晚第三纪浮游有孔虫演化图册，是对演化系列进行全面总结的一种尝试。

除演化外，浮游有孔虫其他性质的变化也具有一定的地层意义，这对于时间短暂却划分细致的第四纪尤为重要。如红拟抱球虫 *Gibigerinoides ruber* 的红色壳在现代大西洋、地中海大量出现，在太平洋则只见白色壳。但上新世晚期与更新世在低纬度区曾经都有红色壳分布，而距今120,000年前在热带，亚热带的印度洋和太平洋地区同时消失，从而成为该区地层划分的可靠依据(Thompson et al., 1979)(图2—11)

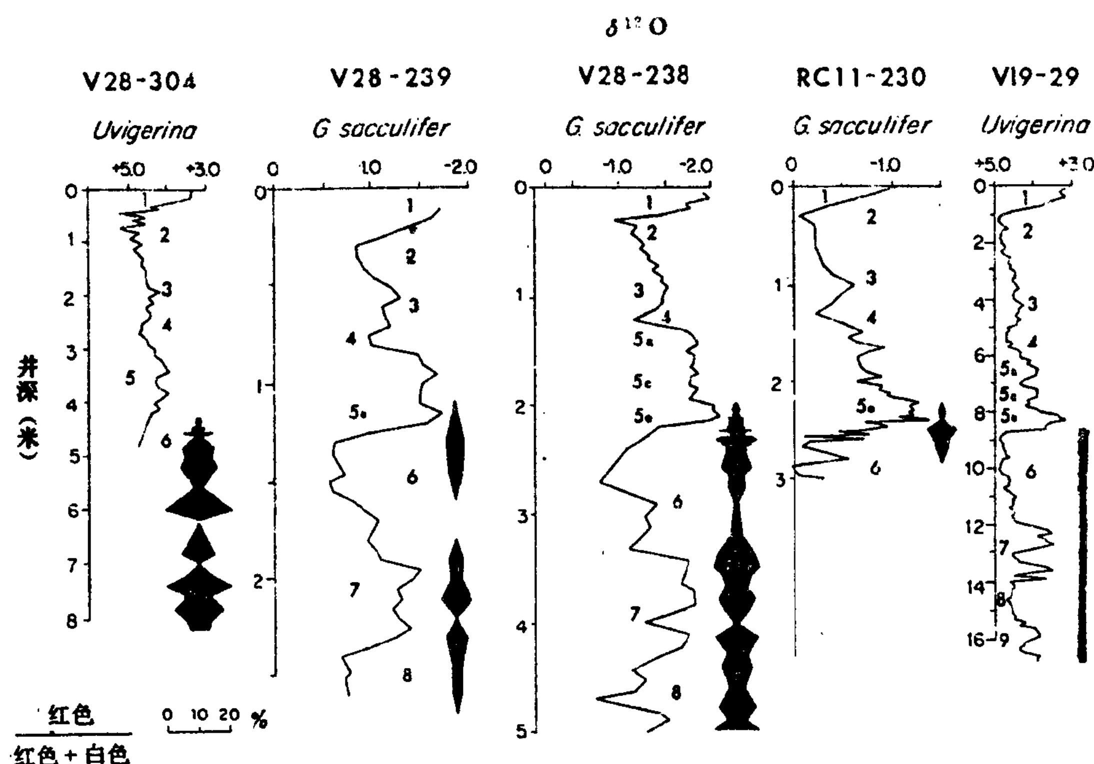


图2—11 红拟抱球虫 *Globigerinoides ruber* 红色壳在太平洋深海柱状样中的分布 (据 Thompson et al., 1979)

浮游有孔虫的旋向变化，是大洋地层对比的又一重要依据。*Globorotalia, Globoquadrina, Catapsydrax, Pulleniatina* 以及 *Neogloboquadrina pachyderma* 左旋壳与右旋壳之间的数量比值在地层剖面中发生变化，常常有区域，甚至全球的同时性，因而被用于地层对比。如 *N. pachyderma* 的左旋向曾多次反复波动，是对比地层的有用标志，有人还据此建立化石亚带(见

Slott, 1974):出现于第四纪的 *Pulleniatina* 三次左旋壳高峰(距今78.5万年,132万年,165万年)被用作赤道太平洋第四纪浮游有孔虫十五个时间基准面中的三个 (Thompson & Sciarrilo, 1978)。然而旋向变化还与环境有关,并非都可用作同时性的标志。

浮游有孔虫用于地层划分对比的另一途径是通过它所反映的古温度旋回,这在第四纪大洋地层中十分常用,本书第三章中还将另作介绍。这里应当举出的是六十年代 Ericson 在加勒比海区开始使用的字母分带,当时使用敏纳圆辐虫 *Gl · menardii* 的百分含量分出冷、暖期,自上而下用了 Z, Y, W. 等字母编号,Z 相当于全新世,即氧同位素古温度曲线上的1期,Y—W 则相当于2—6期。敏纳圆辐虫、氧同位素古温度曲线和碳酸盐含量变化的时间对比关系,如图2—12所示。与此相应,各带底界的年龄是:Z 带11,000年,Y 带75,000年,X 带128,000年,W 带170,000年,V 带400,000年,U 带约510,000年等等 (Бараш и др., 1984)。

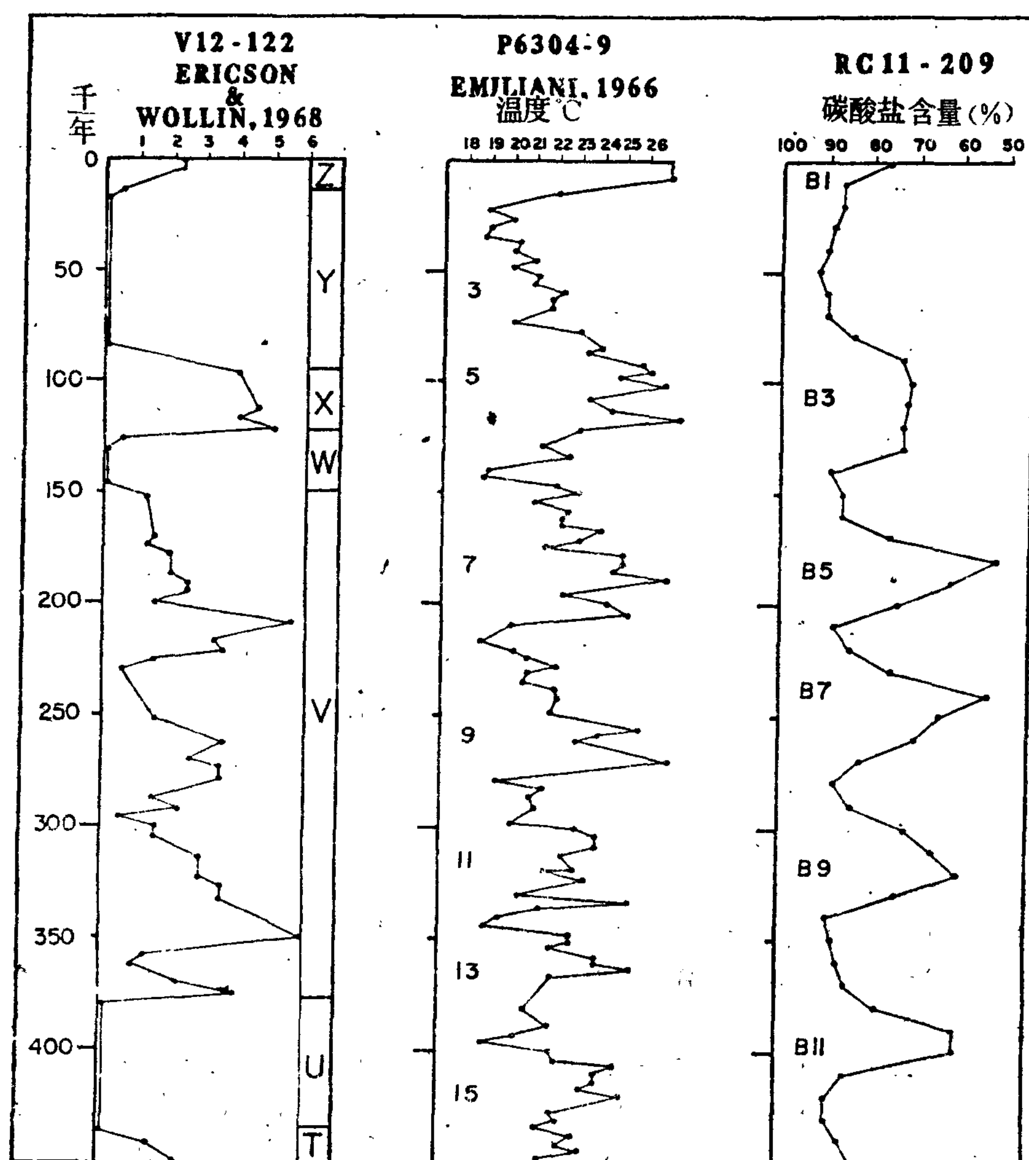


图2—12 赤道太平洋第四纪敏纳圆辐虫、氧同位素古温度和碳酸盐含量三种曲线的年代对比图

(据 Hays 等, 1969)

2.底栖有孔虫

深海大洋与浅海不同，只有在缺乏浮游有孔虫的时候(通常是在碳酸盐补偿深度以下)，底栖有孔虫的地层意义方才突出起来。目前，深海底栖有孔虫的生物地层学研究尚差，有的学者(如Boltovskoy, 1978)认为因分类鉴定中分歧和困难甚多，种的地质年龄延续甚长，不可能象浮游有孔虫那样具有重要地质意义。另一种意见认为各种底栖有孔虫形态区别分明而容易鉴别，在大洋洋底分布广泛，出现的地质年代也较短，只要研究充分，完全可以获得重要的地层意义；虽然中新世中期以来深海底栖有孔虫演化进展不快，早第三纪的属种演化仍为生物地层的应用提供了良好条件。但事实上由于洋底底栖有孔虫的属种数目远远超过浮游有孔虫，而其化石属种迄今并无专门深入的研究，对其抗溶性能和成岩性能的差异又缺乏系统性探讨，这就为底栖有孔虫在大洋地层学中的实际应用造成了人为限制。

近年来，随着深海钻探 (DSDP)的进展，已有许多文章对大洋底栖有孔虫的地层意义进行了探讨，取得了较好的效果。图2—13所示，是 Douglas 和 Woodruff(1981)归纳的赤道太平洋深海底栖有孔虫若干重要种的地层分布。在深海地层学所用的底栖有孔虫中，胶结壳类型由于其抗溶性而显得特别重要。如1974年 DSDP 第38航次在挪威—格陵兰海区第三系的钻孔中，运用深海胶结壳有孔虫分出了两类不同沉积相的中、晚始新世，渐新世，早中新世和中——晚中新世地层(表2—5 Verdenius & Van Hinte, 1983)。

表2—5　挪威—格陵兰海胶结壳有孔虫的第三纪地层分带

时代		胶结壳有孔虫分带	
		贫乏组合	丰富组合
中新世	中—晚期	*Spirosigmoilinella*	*Martinottiella communis*
	早期	*Spirosigmoilinella-Karreriella*	*Cyclammina rotundidorsata*
渐新世	晚期		*Cyclammina acutidorsata-*
	早期		*Cyclammina rotundidorsata*
始新世	晚期	*Spiroplectammina*	
	中期	*spectabilis*	*Cyclammina amplectens*

(据 Verdenius & Van Hinte, 1983 编)

二、钙质超微化石

钙质超微化石的地层应用略晚于浮游有孔虫。起初是 Bramlette 和 Riedel (1954)等从新生代地层中的盘星石着手，研究超微化石组合用于地层对比的可能性。深海钻探计划开始以来，特别在其头五年(1968—1973年)期间，钙质超微化石地层学迅速发展，现在已成为海洋地层学中仅次于浮游有孔虫的重要化石门类。

钙质超微化石在地层应用中具有几个明显的优点。首先，个体微小，为数众多，据统计现代大洋每立方厘米深海钙质软泥中所含颗石类可达一万亿个之多，制样时只需极微量的样品(几分之一毫升)即够；其次，在世界海洋中分布广泛，现代除两极外各海区均有分布，连缺乏浮游有孔虫的半封闭海区(如黑海、波罗的海)也有出现，加之钙质超微化石的碳酸盐补偿深度深于浮游有孔虫的，在若干缺少浮游有孔虫的近岸或深海沉积中还有可能找到超微化石；第三，处理和制样过程简单，可以迅速取得年龄结果，如在深海钻探船上，常常从超微化石首先得出年代意见，取样后只消十分钟左右便可作出初步的地层鉴定；最后，演化迅速而明显，据统计，颗石类的平均演化速度是30,000年一个种，盘

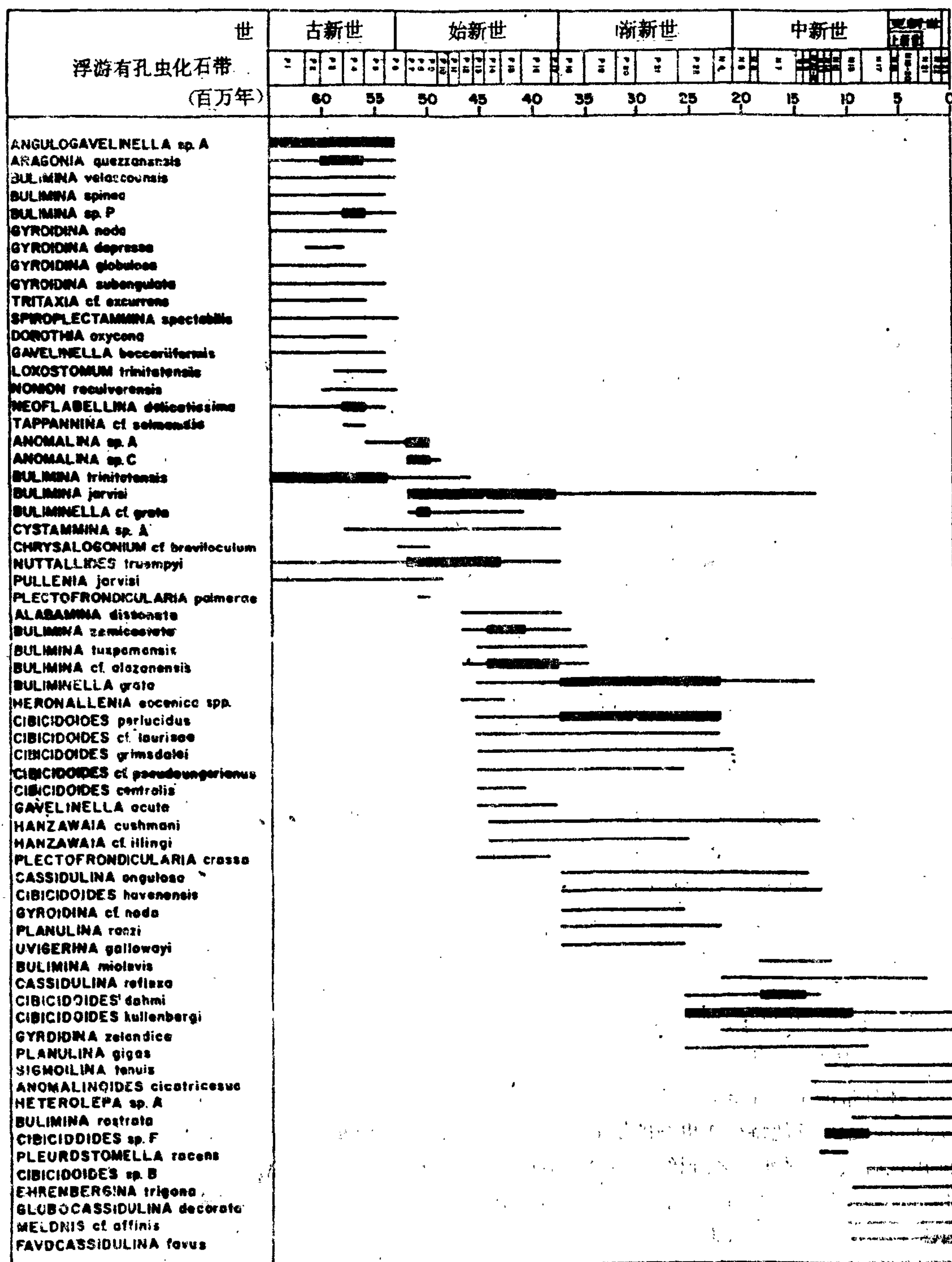


图2—13 赤道太平洋深海底栖有孔虫的新生代地质年代分布

(Douglas & Woodruff, 1981)。

星石是50,000年一个种，这在任何微体化石门类中都是最高的速度(同济大学海洋微体古生物室，1982)。现代海区单是能够保存钙质骨骼者就至少有70个种，而白垩纪等地质时期里属种比现代丰富得多。第三纪特有的盘星石 *(Discoaster)* 从老到新骨骼由笨重变为细弱，提供了一系列生存时

代短暂的化石，是第三纪地层工作中最好的依据之一(图2-14)。

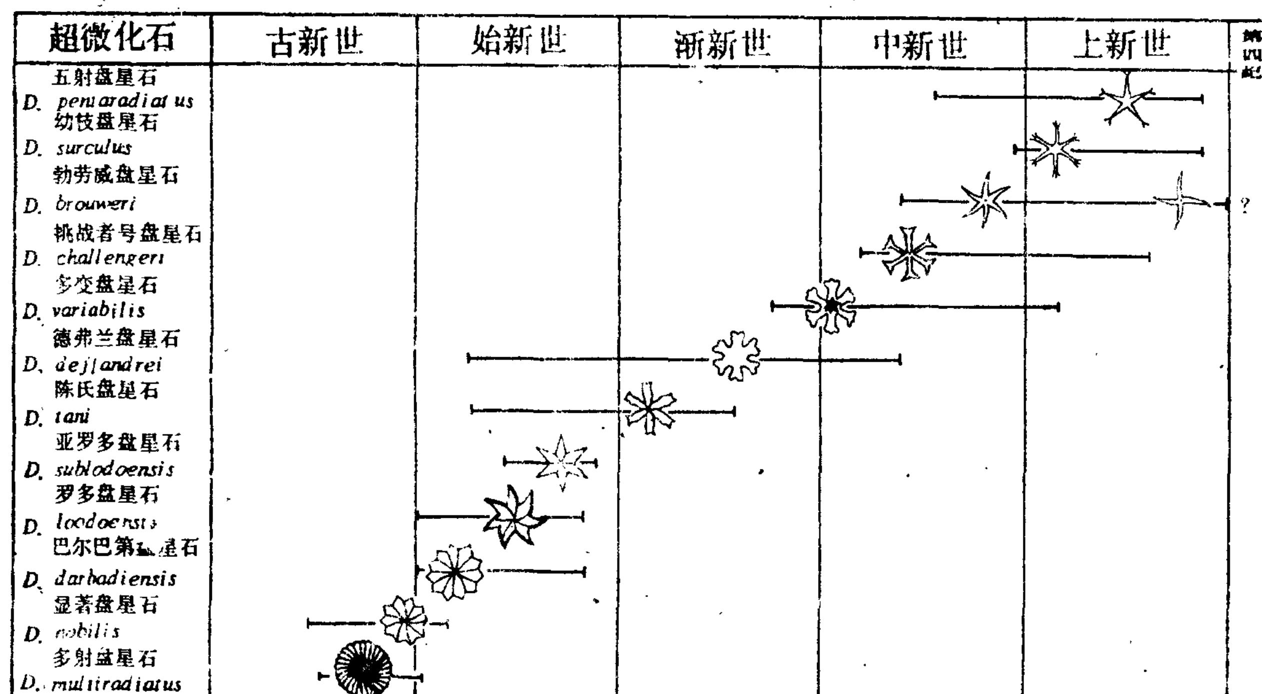


图2-14 盘星石 *Discoaster* 演化趋势图

(据Martini)

据报道，最早的钙质超微化石见于古生界 (Lord, 1982; Perch-Nielsen, 1985a)，至侏罗纪大量出现。新生代钙质超微化石的化石带全面划分方案分别由 Bukry (1971) 和 Martini (1971) 首先提出。其中 Martini 的方案如表2-6所示。1980年 Okada 和 Bukry 又为 Bukry (1971) 的分带添加了数码代号(如 CP1～CP19 带相当于 Martini 的 NP2～NP25 带，CN1～CN15 带相当于 Martini的 NN1～NN21 带)。分带方案尽管不同，所依据的都是某些带化石的年代分布和演化，这在 Perch-Nielsen (1985b)最近的总结中有详细的介绍。

据 Hay (1977) 的总结，总共可以分出86个钙质超微化石带，即侏罗纪21个，白垩纪19个，早第三纪25个，晚第三纪以来21个。然而，对侏罗纪和白垩纪的分带却存在着两种不同的方案，其间的分歧反映了研究程度较低或材料不足，不象新生代分带那样成熟 (Gartner, 1981)。相比之下，白垩纪的分带比侏罗纪好得多，如 Perch-Nielsen (1985a) 提出可供全球对比的白垩纪超微化石带便有26个之多 (CC1～CC26)。

上述分带的依据主要是钙质超微化石属种的首次和末次出现的时间基准面 (FAD 和 LAD)。其实还可以运用其他特征作更细的划分，例如赫胥黎艾氏石 *Emiliania huxleyi* 在距今约275,000年前出现后，数量逐渐增多，到约85,000年前在热带、亚热带，约73,000年前在过渡带大量出现，其数量超过优势种加勒比桥石 *Gephyrocapsa caribbeanica*，这种两个常见种数量优势的转化，也是第四纪生物地层基准面的标准之一 (Berggren et al., 1980)。

当然，钙质超微化石在具有重大地层价值的同时也有它的弱点。例如因个体过小而容易混杂和再沉积；和浮游有孔虫一样在低纬度分带和对比容易，而经向对比就相当困难；容易因溶解作用，自身加大或重结晶而遭受破坏等等，这些都需要在应用中加以注意。

表2—6 新生代超微化石带

地质时期		距今年代（百万年）	超微化石带	时间基准面的标志
第四纪			*NN21 Emiliania huxleyi* 带	*Emiliania huxleyi* 出现
			NN20 Gephyrocapsa oceanica 带	*Pseudoemiliania lacunosa* 绝灭
		1.8	*NN19 Pseudoemiliania lacunosa* 带	*Discoaster brouweri* 绝灭
上新世	晚期		*NN18 Discoaster brouweri* 带	*Discoaster pentaradiatus* 绝灭
			NN17 Discoaster pentaradiatus 带	*Discoaster surculus* 绝灭
		3.0	*NN16 Discoaster surculus* 带	*Reticulofenestra pseudoumbilica* 绝灭
	早期		*NN15 Reticulofenestra pseudoumbilica* 带	*Ceratolithus tricorniculatus* 绝灭
		5.1	*NN14 Discoaster asymmetricus* 带	*Discoaster asymmetricus* 出现
中新世	晚期		*NN13 Ceratolithus rugosus* 带	*Ceratolithus rugosus* 出现
			NN12 Amaurolithus tricorniculatus 带	*Discoaster quinqueramus* 绝灭
			NN11 Discoaster quinqueramus 带	*Discoaster quinqueramus* 出现
		11	*NN10 Discoaster calcaris* 带	*Discoaster hamatus* 绝灭
	中期		*NN9 Discoaster hamatus* 带	*Discoaster hamatus* 出现
			NN8 Catinaster coalitus 带	*Catinaster coalitus* 出现
			NN7 Discoaster kugleri 带	*Discoaster kugleri* 出现
		15	*NN6 Discoaster exilis* 带	*Sphenolithus heteromorphus* 绝灭
	早期		*NN5 Sphenolithus heteromorphus* 带	*Helicopontosphacra ampliaperta* 绝灭
			NN4 Helicopontospharera ampliaperta 带	*Sphenolithus belemnos* 绝灭
			NN3 Sphenolithus belemnos 带	*Triquetrorhabdulus carinatus* 绝灭
			NN2 Discoaster druggi 带	*Discoaster druggi* 出现
		22.5	*NN1 Triquetrorhabdulus carinatus* 带	*Helicopontosphaera recta* 绝灭
渐新世	晚		*NP25 Sphenolithus ciperoentis* 带	*Sphenolithus distentus* 绝灭
			NP24 Sphenolithus distentus 带	*Sphenolithus ciperoensis* 出现
	中		*NP23 Sphenolithus predistentus* 带	*Reticulofenestra umbilica* 绝灭
	早		*NP22 Helicopontosphera reticulata* 带	*Cyclococcolithus formosus* 绝灭
		38	*NP21 Ericsonia ? subdisticha* 带	*Discoaster saipanensis* 绝灭
始新世	晚期		*NP20 Sphenolithus pseudoradians* 带	*Sphenolithus pseudoradians* 出现
			NP19 Isthmolithus recurvus 带	*Isthmolithus recurvus* 出现
			NP18 Chiasmolithus oamaruensis 带	*Chiasmolithus oamaruensis* 出现
		42	*NP17 Discoaster saipanensis* 带	*Chiasmolithus solitus* 绝灭
	中期		*NP16 Discoaster tani nodifer* 带	*Rhabdosphaera gladius* 绝灭
			NP15 Chiphragmalithus alatus 带	*Chiphragmalithus alatus* 出现
		49	*NP14 Discoaster sublodoensis* 带	*Discoaster sublodoensis* 出现
	早期		*NP13 Discoaster lodoensis* 带	*Marthasterites tribrachiatus* 绝灭
			NP12 Marthasterites tribrachiatus 带	*Discoaster lodoensis* 出现
			NP11 Discoaster binodosus 带	*Marthasterites contortus* 绝灭
		53.5	*NP10 Marthasterites contortus* 带	*Marthasterites bramlettei* 出现
古新世	晚期		*NP9 Discoaster multiradiatus* 带	*Discoaster multiradiatus* 出现
			NP8 Heliolithus riedeli 带	*Heliolithus riedeli* 出现
	中期		*NP7 Discoaster gemmeus* 带	*Discoaster gemmeus* 出现
			NP6 Heliolithus kleinpelli 带	*Heliolithus kleinpelli* 出现
			NP5 Fasciculithus timpanifomis 带	*Fasciculithus timpaniformis* 出现
	早期		*NP4 Ellipsolithus macellus* 带	*Ellipsolithus macellus* 出现
			NP3 Chiasmolithus danicus 带	*Chiasmolithus danicus* 出现
			NP2 Cruciplacolithus tenuis 带	*Cruciplacolithus tenuis* 出现
		63	*NP1 Markalius inversus* 带	*Arkhangelskiells cymbiformis* 绝灭

三、放射虫

由于 Haeckel 建立的放射虫形态分类维持了近百年而缺乏根本性的变革，也由于对海底有较老地层出露或者有较老化石再沉积认识不足，长期以来海底沉积中放射虫被认为分布的地质年代长久、演化缓慢，因而很难有地层意义。直到五十年代美国 Riedel 等对新生代放射虫的地层分布进行较深入的研究，提出了放射虫演化系列的实例后，这种概念方才开始改变 (Riedel & Sanfilippo, 1977).特别是深海钻探提供的长地层剖面，为研究放射虫演化和地层应用提供了理想的条件，美国 Riedel, Nigrini 和苏联 Петрушевская 等人的研究使新生代放射虫地层学在七十年代获得了重大的进展。现已查明，新生代放射虫的演化和其他浮游生物门类一样迅速，其属种在大洋里也有广泛的地理分布，而且繁衍于海洋中的放射虫种数在任一时期都保持在一、二百种以上，具有很大的地层学潜力；只是由于旧的形态分类虽已破除，新的自然分类却未建立，加以缺乏适于研究的陆上剖面，已知的化石群研究也很不够，使得放射虫的地层学应用在目前仍受到一定的限制。

在新生代放射虫中，罩笼虫目 (Nassellaria) 有不少属种的演化序列已经查明，如第三纪 *Podocyrtis* 演化系列，*Lithochytris* 系列，*Sethochytris* 系列，*Thyrsocyrtis* 系列，*Dorcadoapyris* 系列等，因此罩笼虫类的地层意义比较大；此外，部分泡沫虫目 (Spumellaria) 的演化系列也已建立，如 *Cannartus-Ommatartus* 系列等，同样具有重要的地层价值 (Kling, 1978)。

放射虫的地层学是在七十年代，特别是随着深海钻探计划而建立起来的，在缺乏钙质浮游化石的高纬度带（如南大洋）和深海（如热带太平洋）的新生界最为重要。尽管放射虫早在古生代初，甚至可能前寒武纪已经出现，但对古生代的地层意义最近才开始引起重视，对于中生代晚期已提出一些粗略的放射虫化石带，如 Foreman(1981) 就晚侏罗世—白垩纪分出8个放射虫带，Sanfilippo & Riedel (1985) 分白垩纪为9个带，放射虫地层学研究较成熟的是新生界，尤其是晚第三纪晚期以来的地层。目前，在热带地区新生代可以定出80多个放射虫事件 (Riedel & Sanfilippo, 1978)，分出29个放射虫化石带（表2—7）(Sanfilippo et al., 1985)。

放射虫地层学一直是和磁性地层学密切联系着的。最早的放射虫地层分带是 Hays(1965) 就南大洋上新世晚期到更新世的地层剖面提出来的，自新到老按希腊字母分为Ω，Ψ，χ和Φ四个化石带（其界线相应为40万年，70万年，200万年和250万年前），后来 Hays 和 Opdyke (1976) 在Φ带之前又增加了两个带(τ,υ)，并和磁性地层学联系起来，达到距今500万年。此后，这种分带又从南大洋推广到太平洋，虽然两区的分带并不严格同时（图2—15）。目前，有古地磁年代标定的新生代放射虫带，已经上溯到第12磁异常带之下，即渐新世初 (Theyer et al., 1983)。需要注意的是放射虫种的初次出现和末次出现 (FAD 和 LAD)，它们有的在主要海区具有良好的同时性，有的却有穿时性。下列8种，是近250万年来广泛分布而且同时绝灭的（表2—8）：

除上述分带外，放射虫单种的丰度也可以通过反映古气候旋回而为地层学所用。最有名的是 *Cycladophora (Thecalyptra) davisiana* Ehrenberg.该种的主要类型 *C. (T.) davisiana* var. *davissana* 在现代大洋表层沉积中的含量明显地随温度而变化，从低纬度区占全放射虫群的1.5%以下，到鄂霍次克海的20%以上 (Morley, 1980)。在大洋更新世沉积中，*C. (T.) davisiana* 的百分含量变化幅度甚大，甚至可超过全群的50%。由于其含量在冷期上升、暖期下降，它的数量曲线完全可以与钙质化石的$\delta^{18}O$ 古温度曲线对比。图2—16是北大西洋三个深海柱状样和南大洋一个深海柱状样的对比。*C. (T.) davisiana* 曲线可以应用于南、北两半球，大西洋与太平洋等不同海区的地层对比，特别对于缺乏钙质化石的南大洋与西北太平洋等海区，*C. (T.) davisiana* 曲线可以起替代$\delta^{18}O$ 或碳酸盐曲线作用。

表2—7　热带新生代放射虫分带

时代			放射虫化石带
第四纪			*Buccinosphaera invaginata* 带
			Collosphaera tuberosa 带
			Amphirhopalum ypsilon 带
			Anthocyrtidium angulare 带
晚第三纪	上新世		*Pterocanium prismatium* 带
			Spongaster pentas 带
			Stichocorys peregrina 带
	中新世	晚	*Ommatartus penultimus* 带
			Ommatartus antepenultimus 带
		中	*Cannartus petterssoni* 带
			Dorcadospiris alata 带
		早	*Calocycletta costata* 带
			Stichocorys wolffii 带
			Stichocorys delmontensis 带
			Cyrtocapsella tetrapera 带
			Lychnocanoma elongata 带
早第三纪	渐新世		*Dorcadospyris ateuchus* 带
			Theocyrtis tuberosa 带
	始新世	晚	*Thyrsocyrtis bromia* 带
			Podocyrtis goetheana 带
			Podocyrtis chalara 带
		中	*Podocyrtis mitra* 带
			Podocyrtis ampla 带
			Thyrsocyrtis triacantha 带
		早	*Theocampe mongolfieri* 带
			Theocotyle cryptocephala cryptocephala 带
			Phormocyrtis striata striata 带
			Buryella clinata 带
			Bekoma bidartensis 带
	古新世	晚	未分带

（据 Riedel & Sanfilippo, 1978; Sanfilippo et al., 1985）

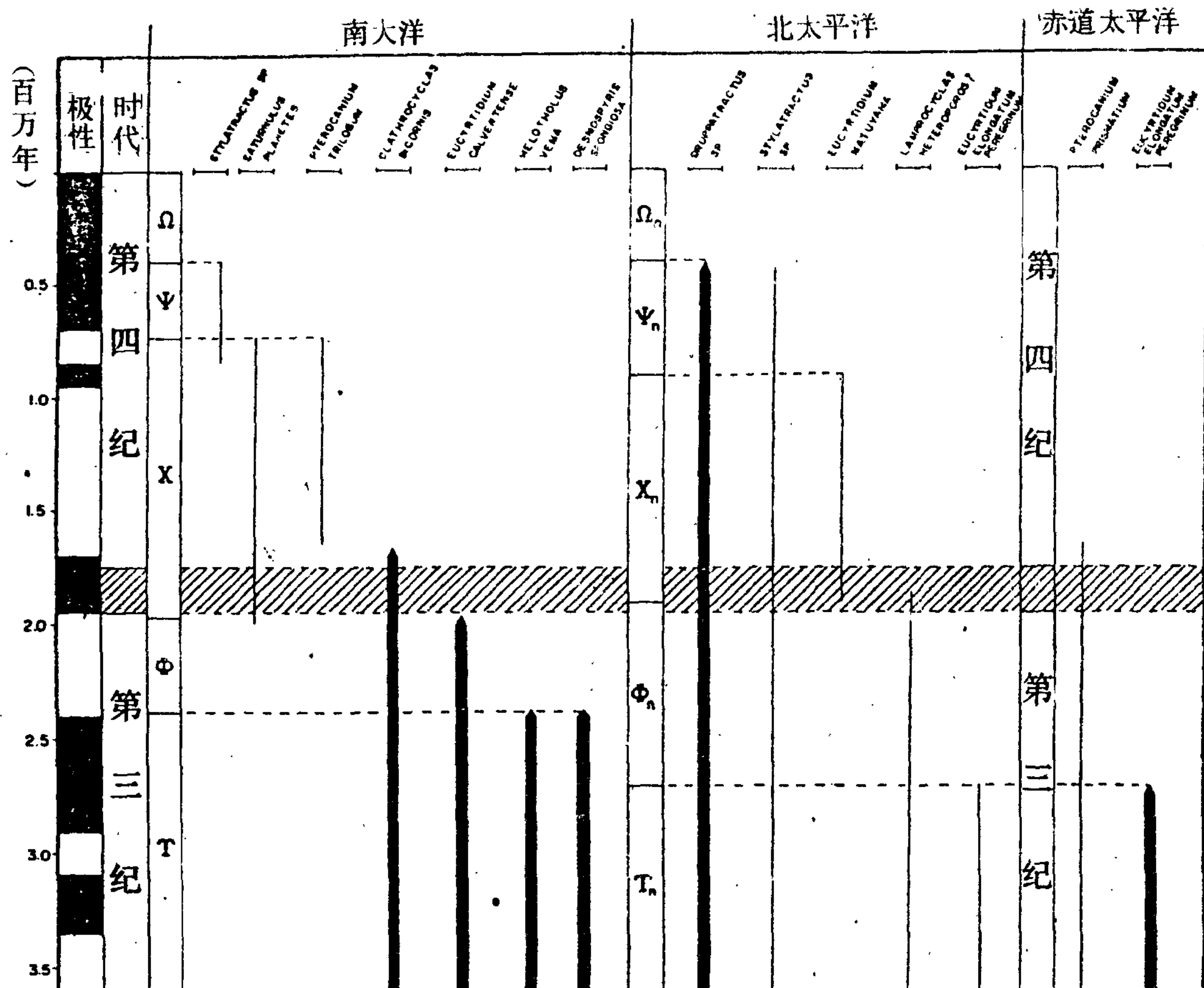


图2—15 南大洋与太平洋上新世—更新世放射虫化石带对比图
(Hays & Berggren, 1971)

表2—8 近250万年来绝灭的8种放射虫的分布

种 名	绝灭时间	相应的古地磁时期	地理分布
Druppatractus acquilonius	距今300,000年	——	北太平洋
Stylatractus universus	距今410,000年	——	全 球 性
Eucyrtidium matuyamai	距今1,000,000年	哈拉米洛事件底	北大平洋
Ptercanium prlamatiom	距今1,800,000年	奥杜威事件顶	赤道印度洋—太平洋
Clathrocyclas bicornis	距今1,800,000年	奥杜威事件顶	南 大 洋
Eucyrtidium calvertense	距今2,000,000年	奥杜威事件底	南 大 洋
Helotholus vema	距今2,400,000年	高斯期顶	南 大 洋
Deamospyris spongiasa	距今2,400,000年	高斯期顶	南 大 洋

(Hays, 1971)

当然，与浮游有孔虫或钙质超微化石相比，放射虫地层学目前的研究程度、地层分辨率和可对比程度尚有差距，何况放射虫在海底也还有差异性溶解的问题，致使其在地层上的应用更形复杂。总的说来，新生代的放射虫地层研究以热带区为最好，南大洋次之，北半球中、高纬海域研究程度较低，而事实上正是中、高纬海域钙质微体化石的条件较差，尤其需要放射虫等硅质化石发挥作用(Петрушевская, 1980)。

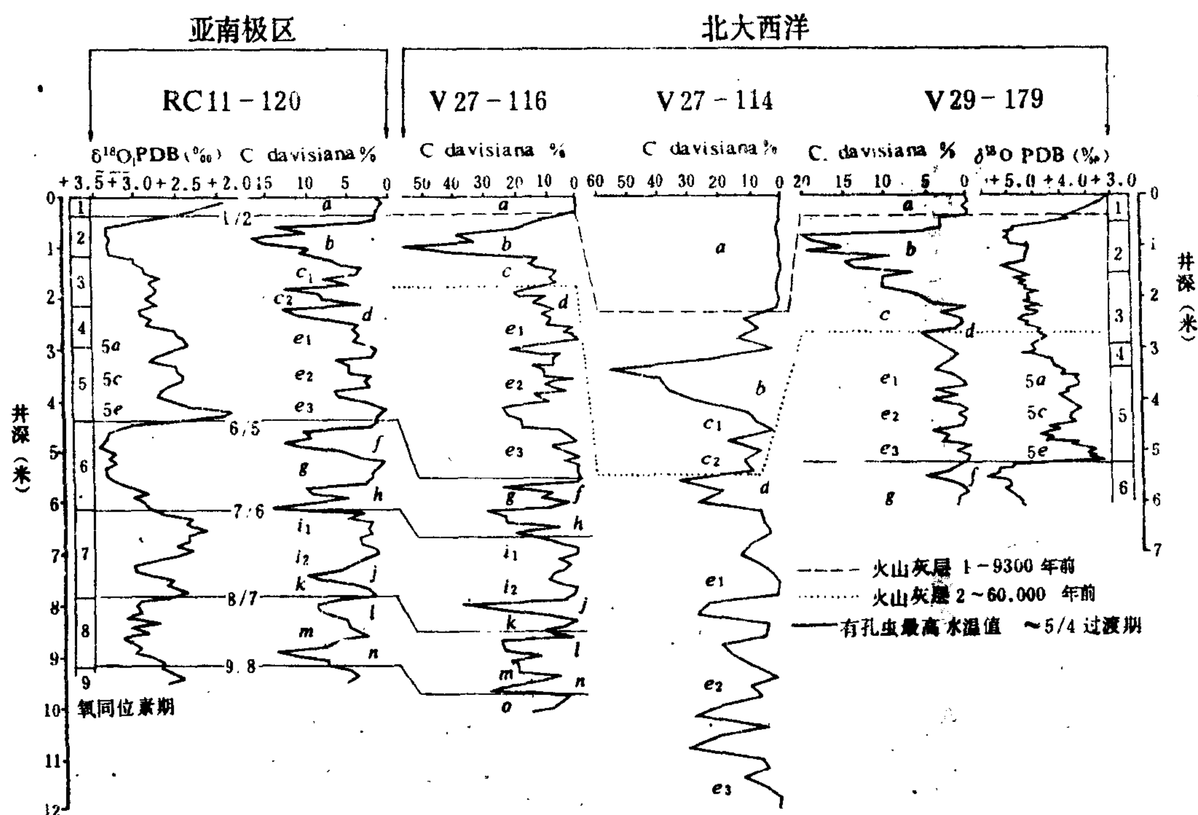


图2—16 南大洋和大西洋深海沉积柱状样中 *Cycladophora (Theocalyptra) davisiana* 曲线与$\delta^{18}O$ 曲线对比图

(Morley & Hays, 1979)。

四、硅藻及其他

按照在大洋地层学中的重要性和研究程度，紧接在放射虫之后的是硅藻。海相硅藻化石的地层应用，虽然早在二十年代中期从美国加利福尼亚的硅藻上露头研究就已开始，其重大进展还是随着深海取样和深海钻探而来的。美国、苏联和日本，是海洋硅藻地层学方面领先的国家，硅藻的地层意义也是在缺乏良好钙质化石组合的高纬度海区最为显著(如北太平洋、南大洋等)。

和其他底栖生物一样，底栖硅藻的地层分布常常有时侵性而且其分布受到地理上的局限；浮游硅藻才在大洋中分布广泛，而且出现和消失的同时性好得多，因而是硅藻大洋地层学中的主要依据。保存良好的海相浮游硅藻始于晚白垩世，早白垩世的硅藻化石少见而且多呈内模保存，而侏罗纪硅藻的发现尚有疑问（ Жузе , 1980).白垩纪的硅藻壳体与第三纪的相比已经具有同样复杂的结构，因而至今未能查明硅藻壳体结构在地质历史上的演化趋势。尽管如此，有些硅藻属种演化的时间已经查明，可以为地层对比提供可靠的标准，例如 *Annelus californicus* Tempere & Peragallo 的首先出现是中中新世初的标志；*Nitzschia miocenica* Burckle 出现于晚中新世晚期，正好在中新世与上新世交接时消失等等 (Burckle, 1978).在赤道印度洋—太平洋区具有重要地层意义的硅藻可归纳如图2—17。

在北太平洋，Schrader (1973) 对中中新世至今的地层划分出25个硅藻化石带，日本学者在本国陆上对同一时期的地层分出7个硅藻化石带，两者可以对比。总的说来，高纬度海区的硅藻分带比赤道区来得详细，这可以从近280万年以来各海区的硅藻化石带对比图上看出(图2—18)。

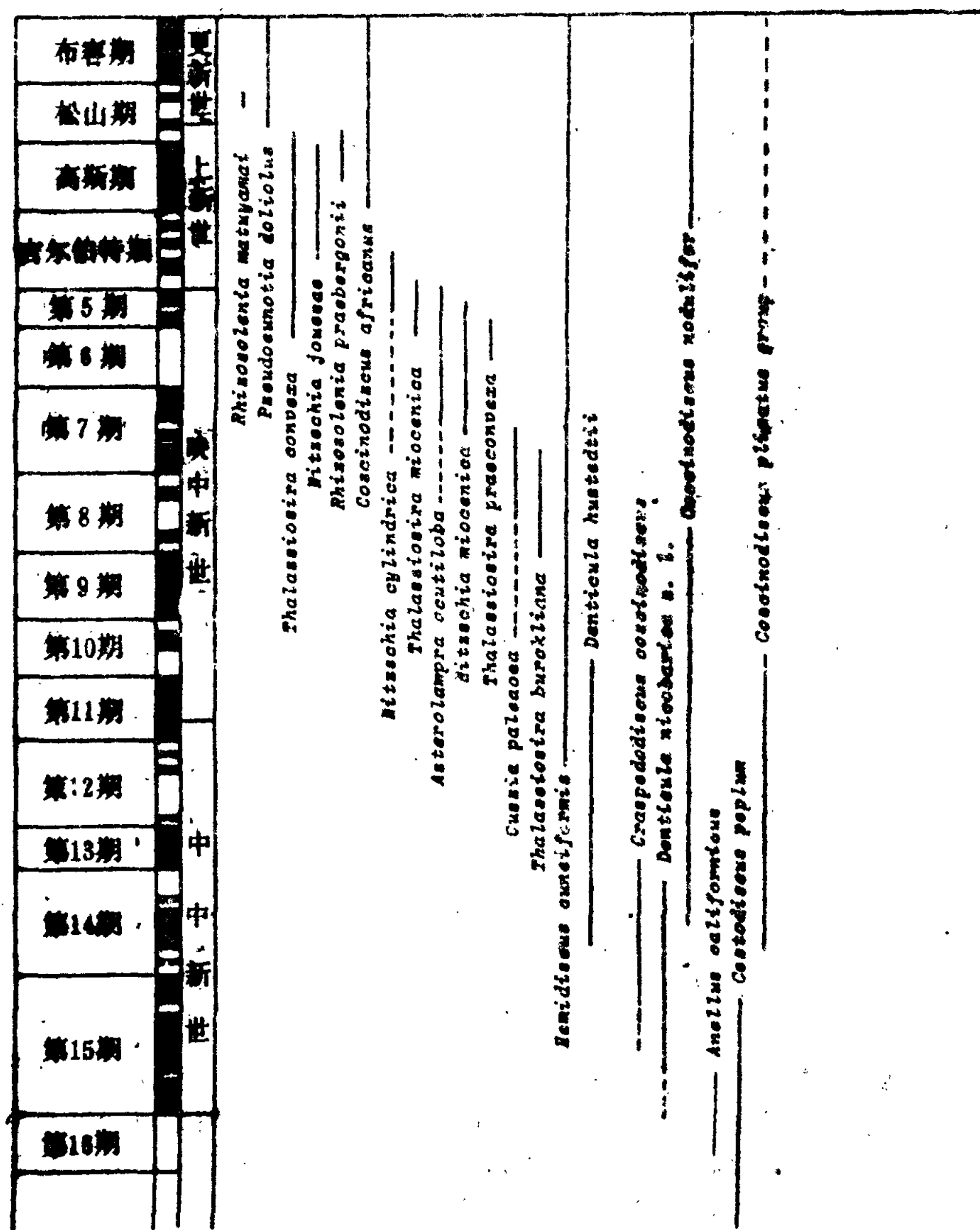


图2—17　赤道印度洋——太平洋区重要硅藻种的地层分布及其与磁性地层的对比
(Schrader & Schuette, 1981 据 Burckle, 1977 改编)

距今220万年以来，共有8次硅藻化石上的重要事件，可用作地层对比，如表2—9所示。而Burckle(1978) 将下中新统到更新统底定出43个时间基准面。苏联 Жузе (1980) 却认为这种按个别种定"时间基准面"的方法，对不同纬度区硅藻演化的区别考虑不够，有些种可以不止一次地出现和消失，因此，主张对各时期不同的纬度带划分出不同的硅藻组合。

目前，硅藻化石从中新世中期至今已有相当可靠的地层分带，包括低纬度区、北太平洋和南大洋共三种不同的分带方案，各自可与磁性地层年表相对比 (Barron, 1985)。至于白垩纪和早第三纪，至今尚未能建立起统一的硅藻地层表；另外关于硅藻地层对比意见也欠一致，苏联采用的硅藻地层方案就与美国等国家采用的世界性方案有所不同。尽管如此，硅藻的演化序列、地层和生态分布的研究正在深入，硅藻化石在大洋地层学上的意义是不容置疑的 (Fenner, 1985)。

图2-18 太平洋不同海区晚上新世至更新世硅藻化石带的对比 (Burckle, 1978)

在第四纪大洋地层中，硅藻化石特定属种的相对丰度与个体大小的变化，明显地与气候变迁相对应，因此也可以用于地层划分和对比。如第四纪晚期的具节圆筛藻 *Coscinodiscus nodulifer*，冰期时个体大、间冰期时个体小，与氧同位素分期相对应，近年来被成功地用于赤道太平洋的地层对比 (Barron, 1985)。

除上述几个主要门类外，大洋沉积中其他微体化石也能用于地层划分和对比，硅鞭藻、沟鞭藻等藻类便属此列。有"硅质超微化石"之称的硅鞭藻 (silicoflagellates)，自白垩纪出现后演化缓慢，然而从中新世中期至今演化加快，地层意义明显增加 (Haq 1978)。例如 *Mesocena elliptias* 首次出现于130万年前，末次出现于79万年前，是第四纪地层学中两个有用的事件 (Berggren et al., 1980)。新生代地层的硅鞭藻化石带已有多种划分方案，其中 Martini (1977) 的方案如图2—19所示。应当承认，硅鞭藻的分带远不如浮游有孔虫、钙质超微化石或者放射虫那样细致，但由于硅鞭藻易于识别、鉴定，仍不失为大洋地层学中一类有用的化石 (Perch-Nielsen, 1985c)。

沟鞭藻 (Dinoflagellates) 是又一个具有海洋地层意义的化石门类。其地层价值从五十年代以来才逐渐受到重视，识别出的属种数，从1954年(209种，52属)到1980年(2210种，414属)增加了一个数量级 (Williams & Bujak, 1985)。从能够保存为化石的孢囊看，它们在晚白垩世最为繁盛，第三纪期间种数下降，到现代种数甚少。对于上三迭统到上新统的中、新生代大部分地层，曾划分出30个沟鞭藻化石带和12个亚带 (Williams, 1977)。不过只有中生代和早第三纪的带才适于世界性对比，而晚第三纪的仅具有区域性意义、第四纪时产生的孢囊只有几个种，已经不能用属种演化来分带，然而可以运用各个种的相对含量所反映的气候周期作地层对比 (Williams, 1978)。

五、各类化石的比较

在大洋地层学中各类化石的比较，有着两层不同的含义：一是各门类化石分带之间的对比，这方面最近 Bolli 等(1985)作了全面的归纳，有兴趣的读者可以参阅其六门类化石带的对比图表(Bolli et al., 1985, Figs. 1, 2)，二是各门类化石在大洋地层学中应用范围和优缺点的比较，这正是本节阐述的重点。

表2-1，各类微体化石在大洋地层学中起着十分不同的作用。在碳酸盐补偿面以上的中、低纬度

表2—9 近220万年以来的重大硅藻事件

序　号	事　　　件	距今年龄
1	*Thalassiosira convexa* LAD	220万
2	*Rhizosolenia praebergonii* 个体迅速增大	200万
3	*Pseudoeunotia dolitus* PAD	180万
4	*Rhizosolenia praebergonii* var. LAD	150万
5	*Asteromphalus hiltonianus* PAD	140万
6	*Thalassiosira ceatrupii* 数量从此增加	74.5万
7	*Nitzschia reinholdii* LAD	63万
8	*Ropera tesselata* var. *ovata* 高峰带	61—62万

（据 Berggren et al., 1980 改编）

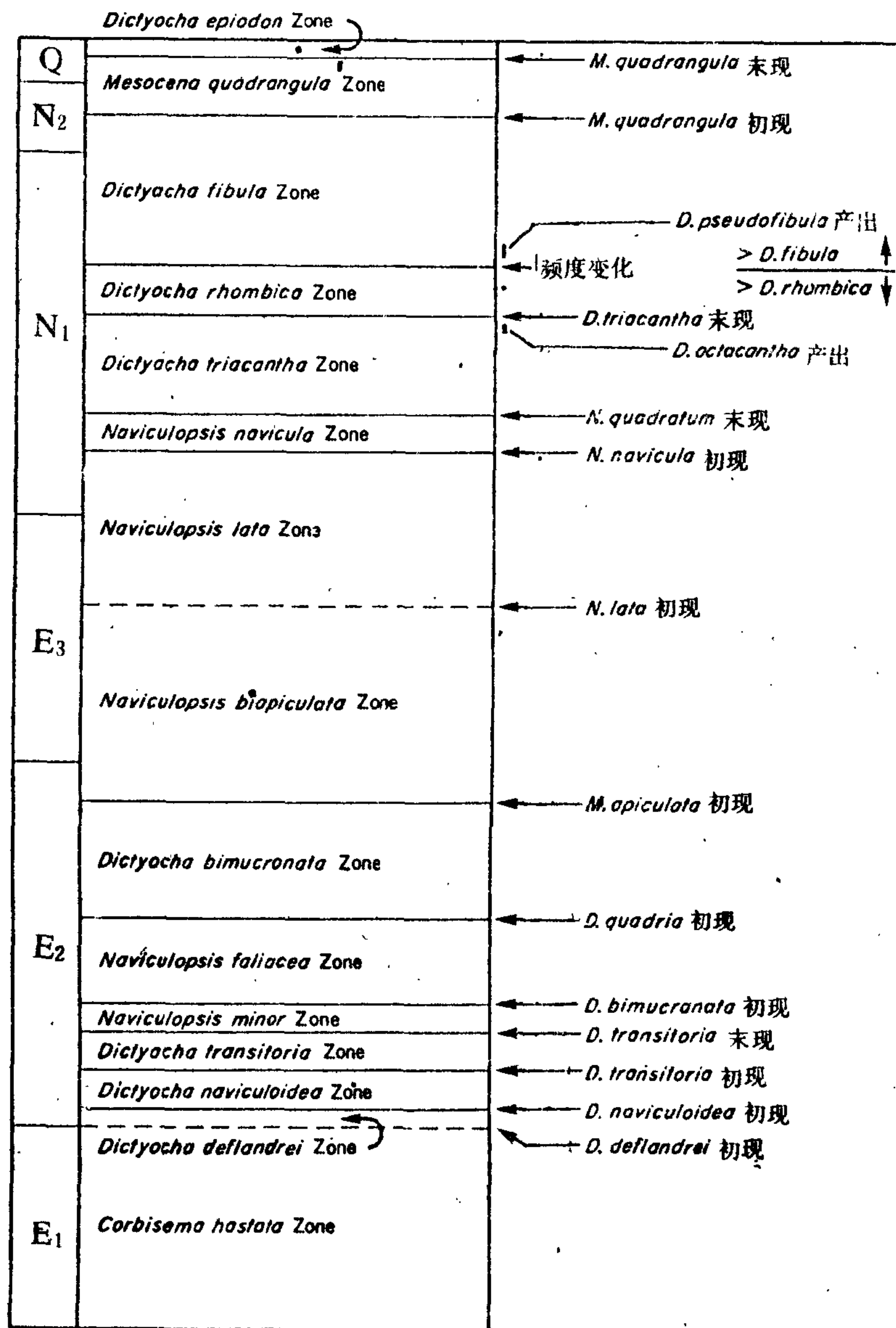


图2—19 新生代硅鞭藻事件和分带方案 (Martini, 1977)

海区以浮游有孔虫和钙质超微化石为主，在碳酸盐补偿面以下的深海和高纬海区以放射虫和硅藻为主。如果能综合运用各门类化石的资料，发挥各自在演化速度、生态分布和保存条件方面的特色而互为补充，大洋生物地层工作便会获得十分良好的基础。四类主要的大洋浮游生物化石在地层学等海洋地质研究中的长处和缺点，可列表归纳如下(表2—10)。

大洋浮游生物的演化速度显然高于底栖生物。底栖有孔虫和介形虫在大洋地层中应用很少，一方面固然与其研究程度不够有关，另方面也由于其本身的演化不快。这大概是因为大洋深层水的环境远不及表层水那样多变，现代洋底的介形虫主要是较古老而保守的种类。根据 Benson 的研究，从晚白垩世坎潘期到始新世中期深海介形虫组合并无重大变化，渐新世早期至今的组合也十分相似。与此相反，大洋浮游生物在这些时期里却经历了非常频繁和重要的演变。

表2—10 四大类海洋浮游微体化石在海洋地质研究中应用性能的比较

性能		浮游有孔虫	放射虫	钙质超微化石	硅藻
研究程度	1. 分类学	●	○	●	○
	2. 现代生物学	◐	○	●	●
	3. 现代分布	●	○	●	◐
	4. 生物地层学	●	●	●	◐
分异度	5. 总的分异度	◐	●	○	◐
	6. 极区应用	◐	●	○	●
	7. 亚极区应用	●	●	●	●
灵敏度和保存	8. 属种对表层的反映	●	●	●	●
	9. 形态变异对环境的反映	●	○	◐	○
	10. 抗溶程度	○	●	◐	◐
	11. 埋葬群与生物群的一致性	◐	●	◐	◐
	12. 抗侧向搬运的程度	●	◐	○	○
其他	13. 新生代地层中的常见性	●	●	●	◐
	14. 定量统计的简易性	●	●	●	●
	15. 作同位素分析的可用性	●	○	●	◐

●—好、高；◐—中等 ○—差、低 (据 Kennett 1982 改编)

据统计，最近二百万年以来世界上浮游有孔虫、钙质超微化石、放射虫和硅藻(附硅鞭藻)等四个门类所经历的事件(包括属种出现、消失、迁移、含量高峰等)，共有140多次。如以10万年为单位，分别统计各段时间里事件发生的频率，可以得出一幅有趣的图景(图2—20)。由图可见，第四纪期间有三次浮游生物地层事件(基准面)密集期：距今180～190万年前有23次，90～100万年前12次，70～80万年前17次，它们分别相当于奥杜威事件、哈拉米洛事件和布容期开始这三个古地磁极向重大变动期(Бараш, 等, 1984)。尽管这种统计不见得全面，但确实表示了浮游生物演化与地球磁场变化间可能的联系。

第四节 年代地层学

岩性地层学，生物地层学或者事件地层学，都是把地质事件按先后顺序加以排列，却并不提供实际的年龄。真正为地层提供年龄数据的，是年代地层学，它依靠放射性元素蜕变等方法来测定岩层距今的年数。在海底沉积物的年代地层学中，主要使用钾氩法、铀系法和碳14法等。

1.钾氩法：由于 K^{40}蜕变为 Ar^{40}的半衰期是12亿5千万年，而钾在云母、长石和粘土矿物中都很丰富，因此钾氩法可适用于以前寒武纪到更新世(一般用于测大于50万年，也可测更新的年龄)的多

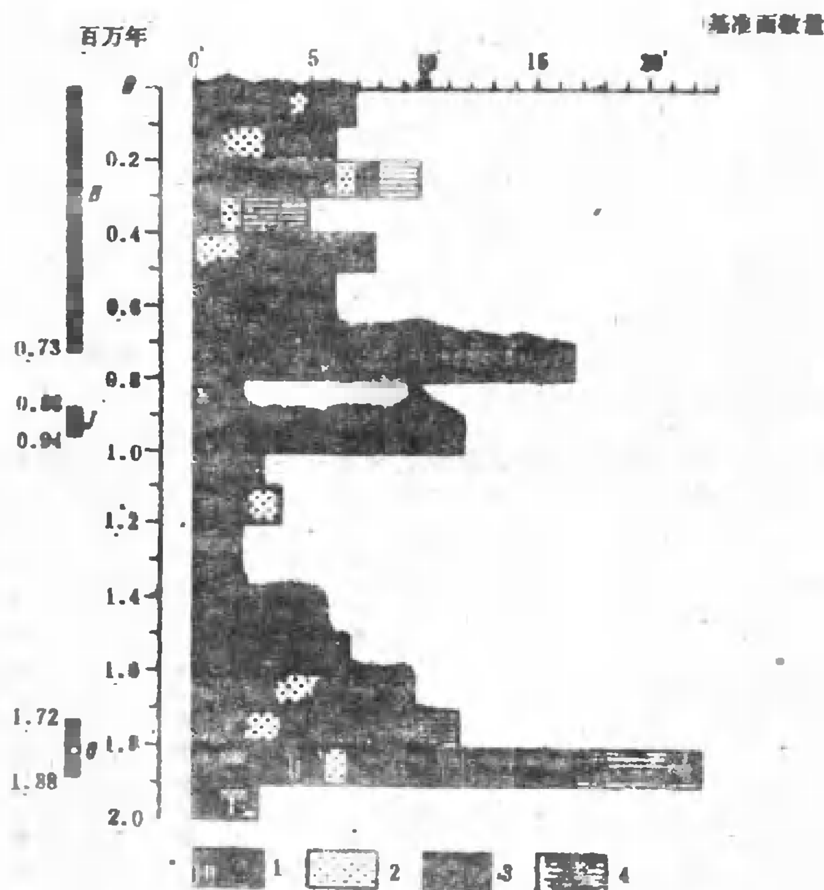


图2—20 近二百万年来浮游生物基准面的分布

(Бараш и др., 1984)

生物门类：

1.浮游有孔虫，2.钙质超微化石，3.硅藻(及硅鞭藻)，4.放射虫

古地磁年代：B：布容期，J：哈拉米洛事件，O：奥杜威事件。

种岩层，特别是玄武岩、火山灰和海绿石矿物等。钾氩法自1948年发现以来，在陆地剖面的中、新生界年代测定中起了重大作用，但是将此法直接运用于海底岩石和沉积物时，却未能取得理想的效果。其原因有二：一是当玄武岩在海底喷出时在很高的水压力下骤然冷却，有过多的 Ar 集结在玄武岩玻璃的表面；二是洋底岩石因有海水在其中循环而发生变化，使钾的含量增多。既然钾氩法依据的就是岩石或矿物中钾和氩的含量，上述两种效应都会使测得的年龄失真。因此，钾氩法不宜直接用于洋底地层。然而，钾氩法是大洋地层表的重要支柱，原因在于古地磁年表是依靠钾氩法根据陆上剖面标定年龄的，而大洋地层在很大程度上又是用古地磁法(结合沉积速率的推算)测得年龄的(Kennet,1982)。

2.铀系法：包括一系列具有不同半衰期的放射性元素的蜕变，因此可以分别适用于不同年龄范围的地层。对大洋地层特别重要的可举出钍230法。在 U^{238}蜕变的系列中，铀很容易溶解于海水；而蜕变产生的 Th^{230} 却保存在沉积物中。Th^{230}蜕变的半衰期是75,200年。如果沉积速率和 Th^{230}蜕变的速率一样保持不变，那么在洋底沉积层中 Th^{230}的含量应当自上而下有规律地逐渐减少。由于 Th^{230}法适用的测年范围为2万到30万年左右，正好填补 K—Ar 法和 C^{14}法之间的空缺，因而在大洋更新世地层研究中显得格外重要。

3.碳14法：C^{14}的半衰期为5730年，因而此法适用于4万年以新的地层，更老的样品中 C^{14}含量过低，只有经过特殊的富集处理后才有可能用于测定更老几万年的年龄。此法创始于1946年，1951年起用于海洋沉积。在洋底，分析的样品是碳酸钙质化石或岩石。近年来碳14测年的方法多有改进，如用液

体闪烁计数器 (LS)、气体计数器 (GP) 均使分析样品的需要量大为减少，用一点贝壳碎片便可测年；最近发展起来的以原子能加速器 (AMS) 作为质谱仪测定碳14的方法，只需一毫克纯碳、即相当于少量有孔虫壳的样品，便可测定45,000年以来、甚至60,000年以来的年龄，从而大大扩展了碳14法在洋底地层中的应用范围(Gupta & Polach, 1985)。

4. **沉积核类法**：运用由大气沉降到水圈的沉降物中所含天然核反应或人工热核试验产生的同位素如 Pb^{210} 等测沉积物年龄。由于 Pb^{210} 的半衰期仅21年，所以适用的测量范围仅在100年以内，用于测定深海底表层和近表层沉积中的年龄。我国在研究东海陆架沉积速率时也应用了 Pb^{210} 法 (Su et al., 1983; Huang et al., 1983)。

此外，在大洋年代地层学中还有其他方法，如：

5. **裂变径迹法**：用度量放射性元素裂变的物理效果而不是同位素含量的方法测定年龄。主要是 U^{238} 放射性元素裂变时，产生出长度不过10微米的径迹，经高倍放大后可以看出并统计其密度，单位面积里径迹的数量是该样品的年龄和其中的含量的函数。只要将样品在核反应堆中接受辐射后统计新产生的裂变径迹，便可测得其中的含 U 量，样品的年龄即可求得。此法适用于火山灰、云母等，对较新的地层尤为适用。

6. **氨基酸法**：活生物的氨基酸均为左旋，死后发生外消旋作用而逐渐使左旋与右旋氨基酸含量达到平衡，这个过程的完成需时数百或数千年，而且其速度受温度影响。因此，测得左旋与右旋氨基酸的数量比而且已知发生上述过程时的温度，便可求出其年龄。在海洋沉积中常用有孔虫壳作氨基酸分析测定年龄，适用于40,000年到数十万年的年代范围 (Schroeder & Bada, 1976)。

7. **纹泥地层学**：纹泥是季节性气候变化引起的沉积层的年度韵律变化。海洋纹泥作为"海洋的年轮"，是直接提供沉积年数的可靠依据，如美国加利福尼亚湾的硅藻纹泥和碎屑纹泥便是。纹泥的纹层可以很薄而不足1毫米。用肉眼难以分辨的纹泥，常借助于 X 射线照片加以识别。

8. **电磁自旋共振法** (ESR, 即 Electron Spin Resonance) 亦称电子顺磁共振法 EPR (Electron Paramagnetic Resonance)，用于考古与第四纪地质的测年，自苏联 Завойский 1945 年发现电子自旋共振现象后，在六十年代晚期被 Zeller 与 Levy 等用于测年。到1982年底，世界上至少有23个实验室进行电磁自旋共振法测年。海相沉积中的软体动物贝壳、珊瑚和深海有孔虫钙质壳都是此法测年的对象。海相软体动物如 *Arca, Macoma* 与 *Mytilus* 等近岸类型的分析结果较好，而深海有孔虫的结果却比较复杂 (Hennig & Grun, 1983)。电磁自旋共振法在第四纪海洋地层学中的应用具有良好的前景，我国目前还正在着手开展。

9. **热释光法** (TL) 自从六十年代后期在考古学中用作测年以后，又被用于石英等矿物以测定大约十万年以来的第四纪晚期沉积，近年来发现热释光的强度在钻孔中随深度而增大，是大洋硅质沉积测年的一种手段 (Huntley & Johnson, 1976)。例如在南大洋水深4330米的深海柱状样，用热释光法测得的年龄和其他手段所得的结果相当一致 (Wintle & Huntley, 1979)。迄今所知成功的实例主要限于北太平洋和南大洋的硅质沉积；而运用热释光法测定深海碳酸钙沉积的年龄，发现成岩作用和沉积速率的影响甚大，可以引起异常值，因此目前尚难直接用于年代测定 (De et al., 1984)。

第五节 磁性地层学

磁性地层学和下面将介绍的同位素气候地层学一样，是大洋地层学的新方向，现在的大洋地层年代表，很大程度上正是以磁性地层学作为基础的。

利用地磁场倒转的记录进行地层划分对比的磁性地层学，具有特殊的优越性 (Лисицын, 1980 b)。由于地磁场倒转的影响在全球同时发生，不受环境和区域的影响，因而古地磁法成为不同地区(如高纬度与低纬度)，不同沉积相(如陆地与海洋，深海与浅海)地层对比的绝

好途径(图2—21)。查明陆上火山熔岩层系的磁性地层剖面，并用 K－Ar 法标定其年龄，所得古地磁年表便成为适用于全球的年代地层学标准。Cox 根据世界上150个熔岩样分析的结果，得出了450万年以来的古地磁年表(图2—22)。当时将450万年分为4个地磁极性世，分别按有关学者的姓氏命名为布容 (Brunhes) 正向世、松山 (Matuyama) 反向世、高斯 (Gauss) 正向世和吉尔伯特(Gilbert)反向世，各极性世中又有若干比较短暂的事件。在此之前已经发现大洋中脊两侧的洋底有着正负相间的条带状磁异常，它们记录了洋底扩张过程中地磁场极性倒转的历史，其中关键性的正异常带由中脊轴部向两侧分别按1、2、3、4、4'、5、……编号，第三纪开始时为29号(图2—23)。研究表明，沉积地层中记录的极性倒转历史可与洋底磁异常条带相对应，其名称除顶部四个如上述外，从第5期开始按数码编号。由于磁异常条带只是正向者才予以编号，而磁性地层学中的编号兼及于正、负期，因此两者的序号并不相当，如地磁极性第9期 (epoch 9) 相当于第5磁异常带 (anomaly 5)。为了统一命名避免误会，现在采用时 (chron) 作为磁性年代表的基本单位，并取磁异常条带的编号作为年代编号。如第5磁异常带 (anomaly 5) 就相当第5时 (chron 5)，其中的正负两期分别加N、R 来表示，原来的极性事件(如奥都威事件)则改称"亚时 (subchron)" (Liddicoat et al., 1980)。

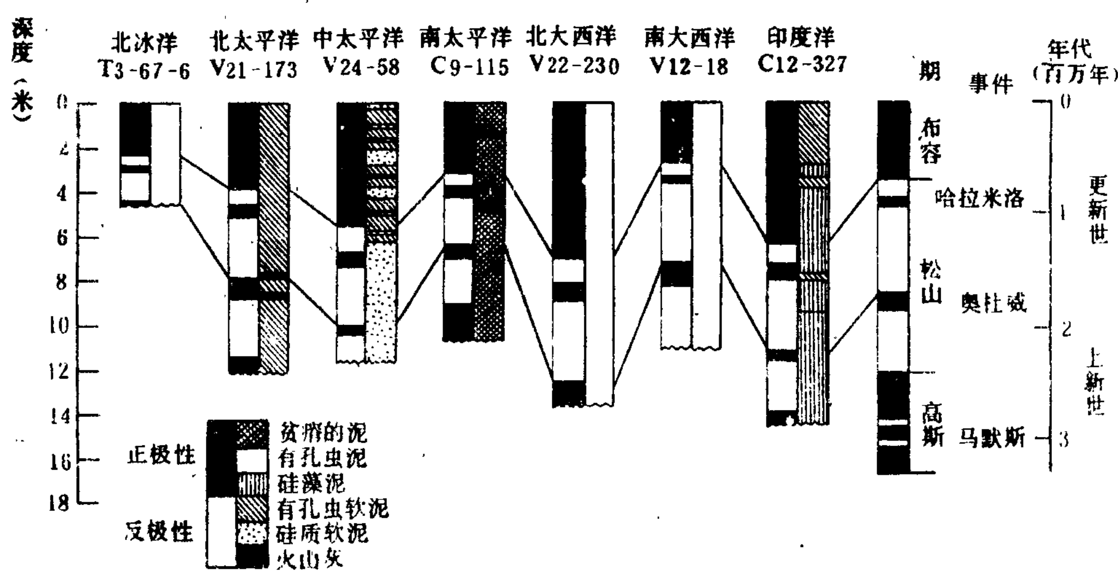


图2-21 各大洋含不同化石和沉积相的沉积柱状样的古地磁年代对比

(据 Opdyke, 1972)

七十年代中期发展了超导古地磁的方法。用原来的古地磁测定方法，其精度只能做到10^6到10^7 *e. m. u.*，而利用超导磁力仪可提高到10^8至10^9 *e. m. u.*。在超导磁力仪出现以前，多采用强磁性的红层做分析，现在发现强磁性的赤铁矿等多系成岩作用的产物，红层并非古地磁测定的好材料，反而以弱磁性的如浅灰色灰岩地层更为合适。现在，即使用含99.9% $CaCO_3$的深海沉积，也可以用超导技术测古地磁。随着高分辨率超导磁力仪的应用，也随着深海液压活塞取样器的出现可以取得不受扰动的完整连续的样品，使得大洋沉积磁性地层学和生物年代学都达到一个新的水平(许靖华，1984)。

目前，磁性地层学已经推广到整个新生代。运用有 K－Ar 法测年标定的古地磁年表，再按均匀的沉积速率进行内插，可以为各个地层时期和各微体化石带提供具体的年龄数据。例如原来以为中新世与上新世的界线在距今900万年左右，现经查明不过是接近吉尔伯特期的开始，即距今仅500万年。按最新资料确定的新生代各时代界线和各微体化石带的磁性年代如表2—11～2—13所列。

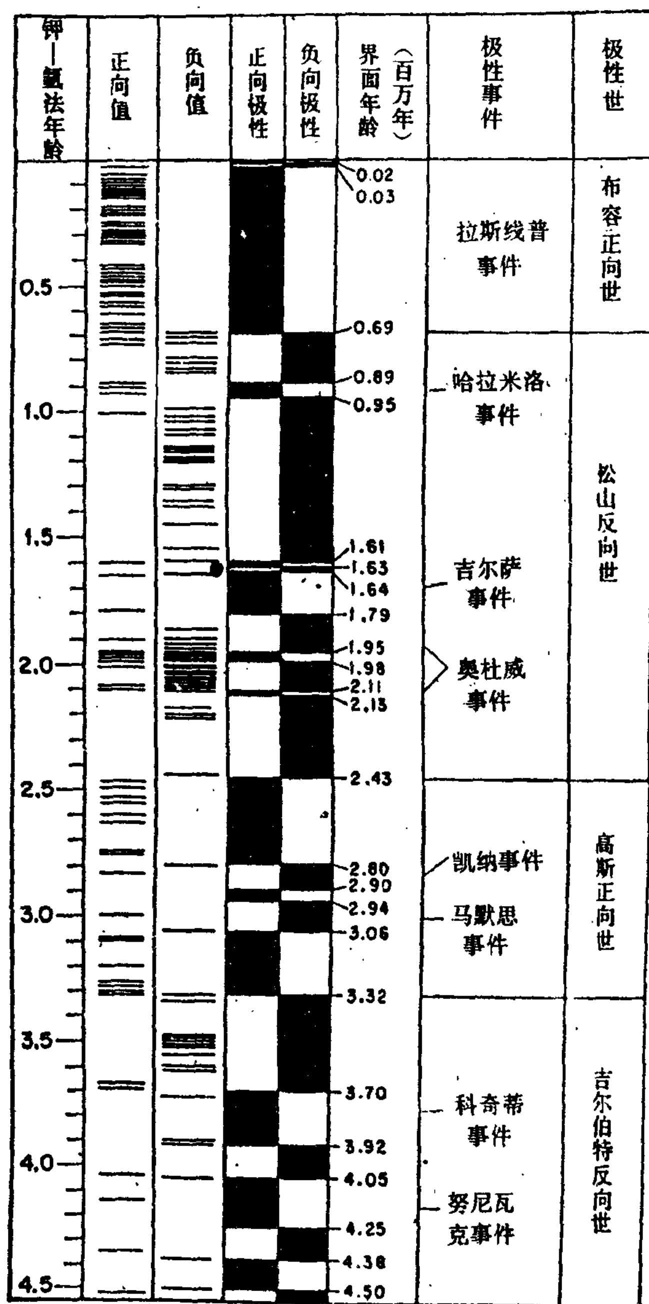


图2—22　450万年来的古地磁年表

（据 Cox, 1969）

这样，将生物地层与磁性地层序列排起来作时间对比，并用经放射性年代测定的事件作时间标定点，就使新生代地层学达到了一个新的高度，即所谓"磁性生物年代学"(magnetobiostratigraphy)(Berggren et al., 1985a; Berggren et al., 1985b)。建立这类综合性的地层年表并不简单，比如生物地层事件就可能有区域性的限制。南大西洋与西南太平洋深海钻井岩芯对比的结果表明，有些浮游有孔虫的时间面具有穿时性，并不适用于洋盆和洋盆间的对比；而钙质超微化石的时间面与古地磁对比十分一致，说明超微化石事件在亚热带区具有良好的同时性 (Hodell & Kennett, 1986)。

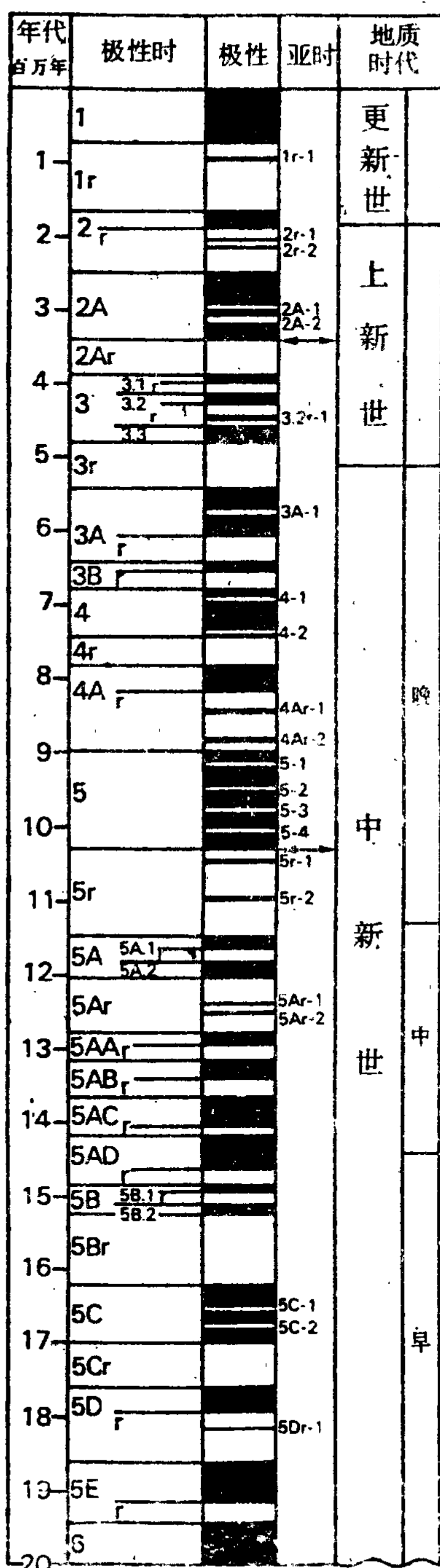
除上述新生代已获取的成果外，中生代的磁性年代学也正在推进之中。按 Van Hinte(1976)总结，白垩纪按磁性倒转历史可分为三段：① 白令果夫正负交替期(Beringov mixed)，包括第30时 (chron 30) 到第33时以及 Akon 负向期，相当于晚白垩世的坎潘期与马斯特里克特期；② 墨尔堪东正向期 (Mercanton normal) 即白垩纪地磁宁静期，相当于早白垩世的巴列姆期到晚白垩世的桑顿期；③ 赛拉、格拉尔正负交替期 (Serra Geral mixed)，指磁

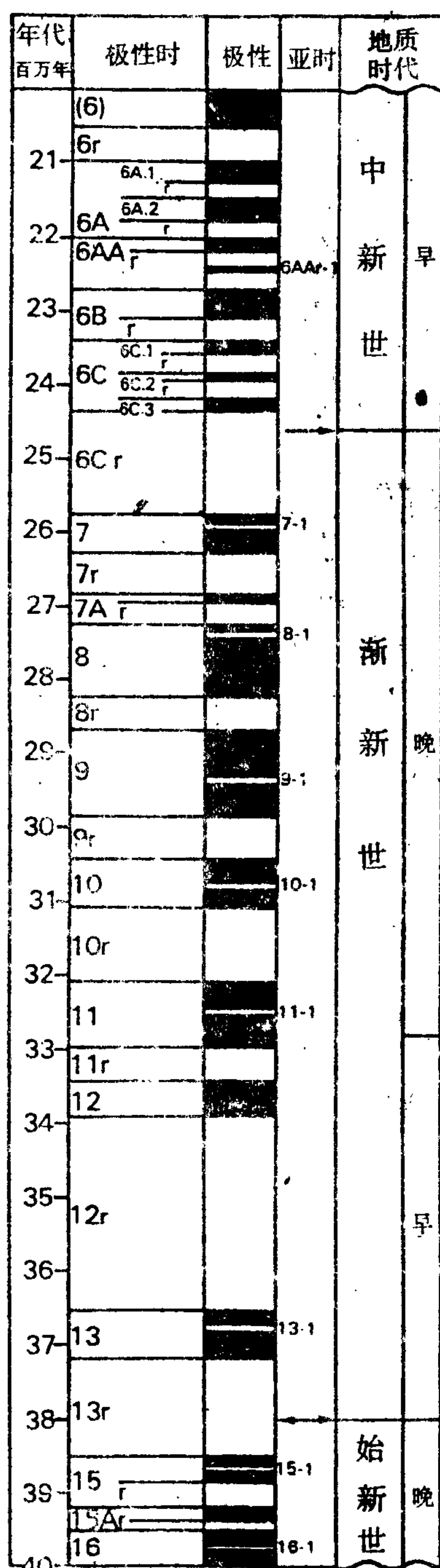
表2—11　新生代地层年代表

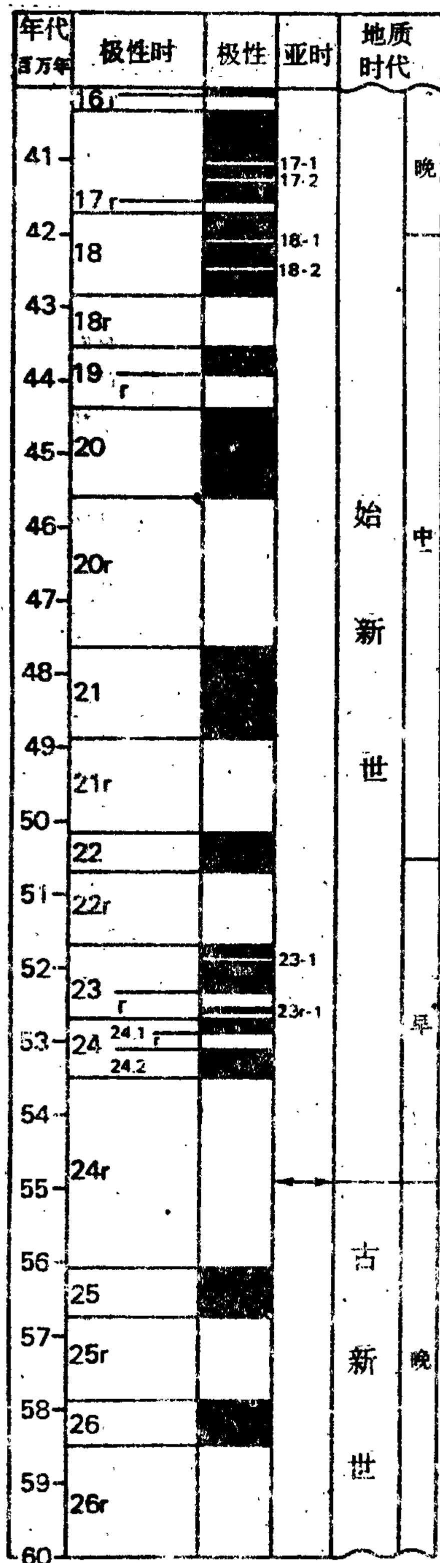
地质年代	Berggren er al. 1985a, b		许　靖　华　1984	
	距今年龄（百万年）	延续时间（百万年）	距今年龄（百万年）※	磁性地层
更新世		1.6		chron 2
	1.6		1.8(1.7)	（奥都威事件）
上新世		3.7		chron 3 顶部
	5.3		5.1(6.0)	（吉尔伯特期及epoch 5间）
中新世		18.4		
	23.7		23.8-24.0(22.7-22.8)	chron C-6C
渐新世		12.9		
	36.6		37.5-37.2(35.6-35.5)	chron C-13R
始新世		21.2		
	57.8		58.0(56.4)	chron C-24R
古新世		8.6		
	6.4		66.5(63.5)	chron 29
白垩纪				

※括号外据有孔虫化石带算出，括号内据钙质超微化石带算出。

性倒转的 M 系列。但是这种磁性年代表还缺乏可靠的放射性年代数据。目前的意见是 M 系列的 M－O 时为阿普第之初，M－1时属巴列姆期早期，M－2～M－4 属欧特里夫期晚期，侏罗纪与白垩纪的界线在 M－17 与 M－18 之间 (Thiede, 1983)。







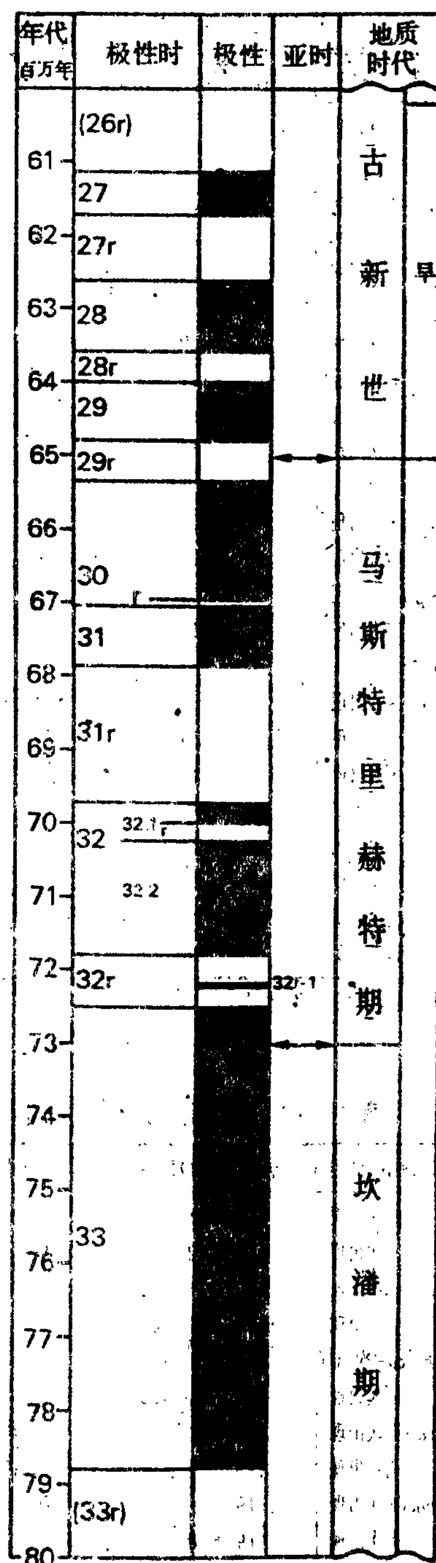


图2—23　八千万年来的地磁极性倒转年表

（据 Harland et al., 1982）

编号同海底磁异常编号

表2—12 新生代有孔虫时间面的年龄值与磁性地层学

化石带名称及其顶部事件	依据的 DSDP 钻孔号	地磁极性期或时	距今年代 (百万年)*	数据质量	生物地层控制
G. truncatulinoides 首次出现 (上新世顶面)	522	松 山	1.8 (1.7)	甚好	良好
G. altispira 首次出现	519	高 斯	2.8 (2.7)	甚好	良好
G. nepenthes 末次出现	519	吉尔伯特	4.0 (3.8)	甚好	良好
G. crassaformis 首次出现 (~中新世顶面)	519	吉尔伯特	5.1 (4.9)	良好	良好
G. cibaoensis 首次出现	519	吉尔伯特(底)	5.2 (5.0)	良好	尚好
Orbulina spp. 首次出现	521	C-5B	15.1 (14.4)	甚好	甚好
G. sicanus 首次出现	521	C-5B(底)	16.1 (15.4)	甚好	尚好
Globigerinoides spp. 首次出现 (渐新世顶面)	522	C-6CN-1	24.0 (22.9)	甚好	甚好
G. opima opima 末次出现	522	C-9N	28.9 (27.6)	甚好	良好
G. opima opima 首次出现	522	C-11N-2	32.7 (31.2)	甚好	尚好
Pseudohastigerina spp. 末次出现	522	C-12R	35.3 (33.7)	甚好	良好
T. cerroazulensis 末次出现 (始新世顶面)	522	C-13R	31.7 (35.5)	甚好	良好
G. sp. aff. G. seminvoluta 末次出现	523	C-16N	39.0 (37.5)	甚好	尚好
Acarinina spp. 末次出现	523	C-17	42 (40)	甚好	尚好
T. frontosa. 末次出现	523	C-18R-2	43.4 (41.4)	甚好	甚好
T. possagnoeasis 首次出现	523	C-20R	49.4 (47.1)	良好	良好
P. psueagnoensis 首次出现	524	C-25N	60.4 (57.6)	尚好	良好
M. angulata 首次出现	524	C-28R	63.7 (60.8)	甚好	甚好
G. dauhjergensis 首次出现	524	C-27R	64.7 (61.8)	甚好	甚好
G. eugubina 首次出现	524	C-29R	66.4 (63.4)	甚好	甚好

*括号内为供选择的另一种数据。

(许靖华, 1984)

表2—13 晚第三纪超微化石带分界的年龄值与磁性地层学

超微化石带号及其顶部事件	依据的 DSDP 钻孔号	地磁极性期或时	距今年代 (百万年)※	数据质量	生物地层控制
NN19 *P. lacunosa* 末次出现	519, 521, ; 522	布 容	0.2 (0.2)	尚好	甚好
NN18 *D. brouweri* 末次出现	519, ; 521	松 山	1.8 (1.74)	甚好	甚好
NN17 *D. pentaradiatus* 末次出现	519, 521, 522	松 山	2.2 (2.1)	甚好	甚好
NN16 *D. surculus* 末次出现	519, 521, 522	松 山	2.4 (2.3)	甚好	甚好
NN15 *R. pseudoumbilica* 末次出现	519, 521, 522	吉尔伯特(顶)	3.5 (3.3)	甚好	甚好
NN14 *A. primus* 末次出现	519, 521, 522	吉尔伯特	3.7 (3.5)	甚好	甚好
NN13 *A. asymmetricus* 首次出现	519	吉尔伯特	4.3 (4.1)	甚好	甚好
NN12 *C. rugosus* 首次出现	519	吉尔伯特	4.7 (4.5)	良好	良好
NN11 *D. quinqueramus* 末次出现	519	第 5 期	5.7 (5.5)	尚好	不好
NN10 *D. quinqueramus* 首次出现	519, 520		— (—)	不好	不好
NN9 *D. hamatus* 末次出现	521A	C-5(顶)	— (—)	不好	不好
NN8 *D. hamatus* 首次出现	521A	C-5	— (—)	不好	不好
NN7 *C. coalitus* 首次出现	519, 521, 521A	C-5	9.8 (9.2)	良好	良好
NN5 *S. heteromorphus* 末次出现	520, 521, 521A	C-5A	11.7 (11.2)	不好	良好
NN4 *H. euphratis* 末次出现	521	C-5C(顶)	16.1 (15.4)	甚好	良好
NN1 *D. druggii* 首次出现	522	C-6A	21.2 (20.5)	良好	

※括号内为供选择的另一种数据。

(许靖华, 1984)

第六节　气候地层学

古气候演变历史，近年来受到特殊的重视。这一方面固然是为预测人类面临的气候变化趋势所需，另一方面对地质学科的发展也有重大关系。古气候的变迁主要受天文和构造因素所控制，能够产生全球同时性的影响，十分适用于大范围对比；天文周期严格的规律性，又使古气候旋回具有强烈的时间规律性，是高精度地层对比的绝好标准。反之，从古气候变化的地质记录可以推得天文变化的历史，为"古天文学"（paleoplanetology）研究提供重要信息。

运用气候变化的记录划分和对比地层，称为气候地层学。海洋地质中研究气候地层学，除用古生物法外，还有采用稳定同位素的同位素气候地层学，基于碳酸盐溶解旋回的化学地层学或碳酸盐地层学等。气候地层学在第四纪地层中应用最为成功，目前正推广到整个新生代。

一、古生物气候地层学

通过微体化石反映的古温度变化，得出气候周期可用来划分和对比地层。在浮游有孔虫方面，如 Ericson 五十年代起采用 *Globortalia menardii* 含量在加勒比海区建立的第四纪字母分期，Imbrie 和 Kipp 等人用转换函数法得出的古气候曲线，以及用 *Neogloboquadrina pachyderma* 壳体旋向标志的气候曲线等；放射虫如 *Cycladophora (Theocalyptra) davisiana* 的含量变化表示的气候曲线等等。这些成果均在本章第三节或第三章中介绍，此处不再赘述。

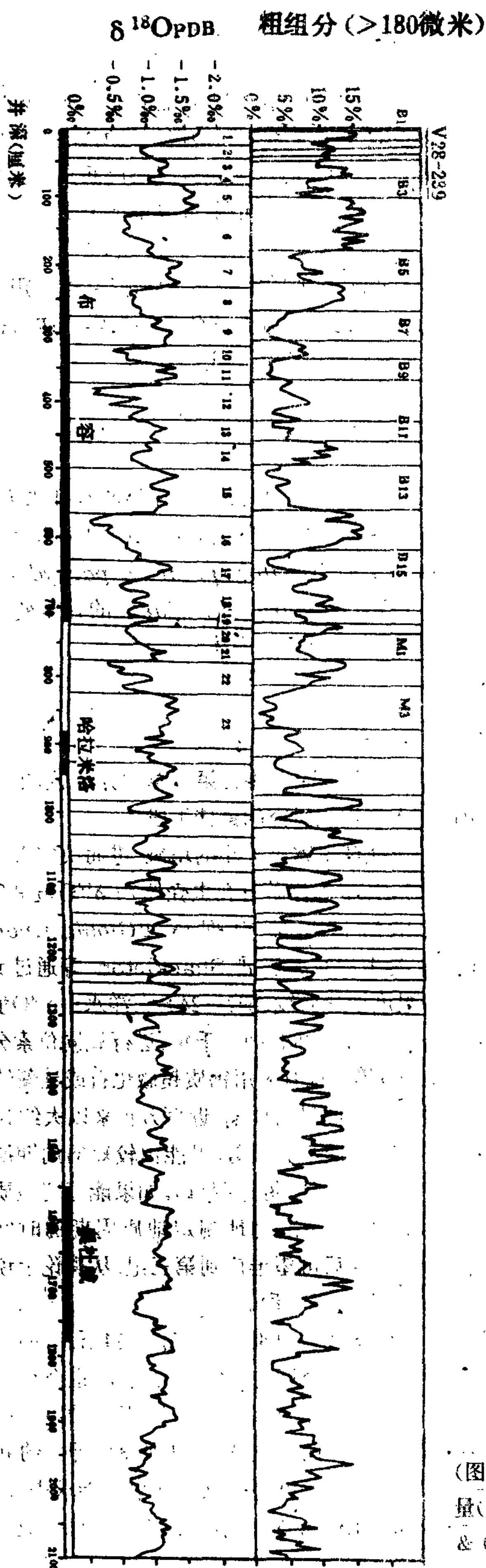
二、同位素气候地层学

洋底生物成因$CaCo_3$中O^{18}/O^{16}的比值可反映古气候，有关的原理将在第三章中介绍。这里须指出的是，氧同位素成分($\delta^{18}O$)的变化曲线已经成为第四纪大洋地层研究的最佳手段。

由于第四纪期间太阳辐射量在地球上分配的变化造成地球上冰盖大小的增减，进而决定着大洋水体中O^{18}/O^{16}组成的变化，因此大洋各个海区生物成因$CaCO_3$(如浮游有孔虫壳体)中$\delta^{18}O$值呈现出同步的变化历史，自从1966年Emiliani 在加勒比海区用袋拟抱球虫*Globigerinoides sacculifer* 初次得出更新世氧同位素古温度曲线以来，已经取得重大进展。Shackleton 等通过赤道太平洋的深海柱状样已为整个第四纪建立了氧同位素古温度变化曲线(图2－24)。大洋水中$\delta^{18}O$值在大洋的各处同时发生变化，其差异只在大洋水体混合一遍所需的时间，即一千年。进行氧同位素分析时，通常选取沉积物中的浮游有孔虫(常用者如*G. sacculifer*等)，也有采用钙质超微化石或硅藻的。

由图2—24可见，氧同位素曲线揭示的第四纪气候波动具有明显的周期，近百万年来以大约10万年的周期最为突出，而距今一百万至三百万年之间10万年的周期不够显著，可能由较短的周期所控制。现已证实，这种周期性现象符合天文因素控制的米兰科维奇曲线(见第四章)。如果能查明地质历史上这种由天文因素造成的气候周期，就可以提供一种"音叉"来准确地测定地质周期的时间间距(Thiede(ed.),1983).目前氧同位素地层学主要用于第四纪，今后可望推广到第三纪，从理论上说可能追溯到白垩纪。这样，就可望为地层学提供一种具有最高分辨率的手段。

在地层划分和对比中，习惯上将氧同位素的周期自上而下按数码编号，如图2－24所示，曲线上峰(高温期)用奇数，谷(低温期)用偶数。例如氧同位素19期正是布容期与松山期的交界，距今约70万年，而哈拉米洛事件(亚时)的顶部已是23期。表(2－14)列出了各氧同位素期界面的年龄。Shackleton 和Opdyke(1976)认为氧同位素作为高分辨率的可靠地层标志只到23期即大约90万年前为止，更老地层中的氧同位素周期有待于依靠更细的分层或者更快的沉积速率方能求得，但是近年来有些文献中已将氧同位素分期添到41期(Van Donk, 1976)。现在，氧同位素分析已经成为第



四纪晚期海洋地层学的主要方法之一，我国最近在南海陆坡和冲绳海槽的晚第四纪地层工作中，也都成功地应用了浮游有孔虫的氧同位素分析(汪品先等，1986；Gao and Cang, 1986)。

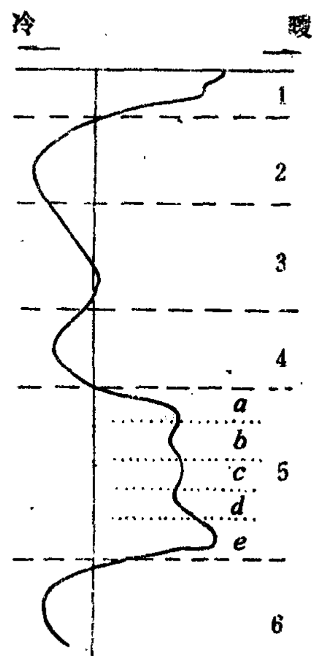


图2—25　最近的5个氧同位素分期(约128.000年以来)其中第五期按Shackleton细分

氧同位素分期的精度还可以进一步提高，一个期的内部还可以再加细分。如Shackleton (1969) 将第5期分为五个亚期，从新到老编为5a至5e(图2—25)；Ninkovich 和Shackleton (1975)又将第7期细分为7a—7c三个亚期。最近Prell 等提出，这种分期的表示方法还不够细致，不能适应当前对深海沉积记录作频谱分析的要求。既然氧同位素曲线中一系列事件（如δ^{18}O最大值、最小值或数值迅速变化等）在全球各大洋都有反映，就应当对事件进行编号，以资对比。他们主张用小数作为事件的编号加在期号之后，如5.5表示第5期早期的暖期（相当于5e)，5.0表示4期与5期的分界，2.2表示第

(图2—24，热带太平洋V28—239柱状样的粗粒物百分含量(上) 氧同位素值(下)与古地磁年代(底)(Shackleton & Opdyke 1976)。

2期中最冷的时间。这样，在布容正向世中原来只分19期，现在可以分出72个事件(Prell et al.1986).

顺便提及，美国学者目前正在探索锶同位素地层学。由于海水中$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值在地史上有显著变化并能记录在海洋沉积中，故有可能运用碳酸盐，硫酸盐或磷酸盐沉积样品中的锶同位素比值对晚新生代海相地层作高分辨率的地层对比(Koepnick et.al,1986).

表2—14 热带太平洋V28—238柱状样氧同位素期界面的深度与年龄

分期	埋深(厘米)	年龄(千年)	分期	埋深(厘米)	年龄(千年)
1			12		
	22	13		810	472
2			13		
	55	32		860	502
3			14		
	110	64		930	542
4			15		
	128	75		1015	592
5			16		
	220	128		1075	627
6			17		
	335	195		1110	647
7			18		
	430	251		1180	688
8			19		
	510	297		1210	706
9			20		
	595	347		1250	729
10			21		
	630	367		1340	782
11			22		
	755	440			
12					

(据Shackleton & Opdyke, 1973)

三、碳酸盐地层学

上述古气候旋回，同样也反映在深海碳酸盐的溶解与堆积作用上，在深海地层中呈现出碳酸盐含量的周期性变化。关于深海碳酸盐溶解作用的原理，现象及其旋回，在第五章中将详细讨论，这里只是从地层学的角度指出：在大西洋海区，第四纪地层中碳酸盐含量曲线与上述古温度曲线之间有着良好的对应关系(图2—26)，因此碳酸盐含量曲线可以和氧同位素曲线一样用于地层的划分和对比(参看图5—22，表5—10。)

需要指出的是太平洋的碳酸盐旋回与大西洋不同，与古气候曲线之间有负相关的趋势(详见第五章)。

由于碳酸盐溶解作用的加强，使沉积物中有孔虫壳体破坏，只剩细小的碎片，因而沉积物中"粗粒"组分减少，这样，深海沉积中"粗粒物"(主要落浮游有孔虫壳) 的百分比可以表征碳酸盐溶解作用的程度："粗粒物"减少说明溶解作用加强。太平洋V28—239柱状样中"粗粒物"百分含量曲线与氧同位素曲线趋势正好相反，说明太平洋区这两者之间也呈负相关关系(图2—24)。

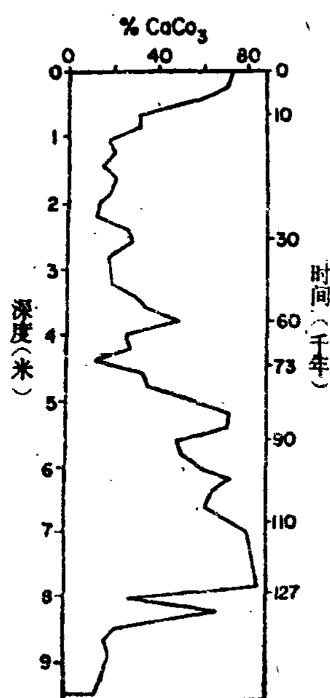


图2—26北大西洋深海柱状样中的碳酸盐含量曲线(相当于氧同位素1—5期，可与图2—25对比 (据Sancetta et al., 1972, 转引自Nilsson, 1983)

古海洋学研究能够辨别哪些事件，首先取决于时间的分辨率和同时性的可靠程度。大洋地层学由于它所研究的地层较新，保存条件较好，正在朝着高分辨率和全球性对比的方向迈进。尽管如此，地质记录总是在时间和空间上不完全连续的，沉积物的时间分辨率总有一个理论上的极限。虽然地质事件有的可以十分短暂，如一次火山爆发或一次风暴潮只需要数天或者不足一天，但是除有人类历史记载者以外难以精确定时。其关键在于地质样品所代表的时间间距不可能太细。代表时间最短的可能莫过于纹泥，一层代表一年，短于一年的事件便难以用地质手段测定时间。至于气候变化之类的地质现象，只能用数百年，数千年以上的尺度衡量和表示（图2－27）。用一切可能的办法去逼近这种分辨率的极限，尽量为古海洋学事件提供准确的时间标尺，是大洋地层学面临的任务。

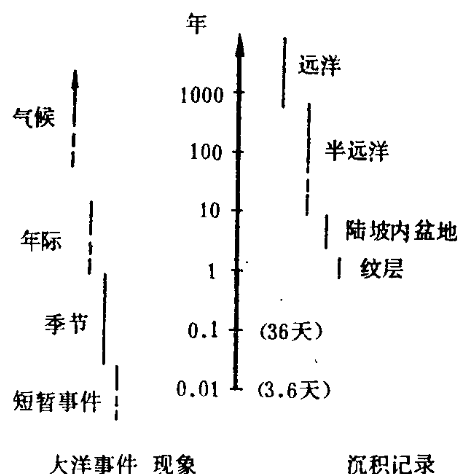


图2－27　大洋事件与沉积记录的时间尺度
（据Thiede & Suess, 1983改）

第三章 古洋流与海水古温度

古海洋学是研究大洋系统发展历史的学科，而大洋环流则是推动大洋系统发展最基本的驱动力。地质时期的沉积物与生物群落的分布格局、古大洋的温度、盐度、肥力、含氧量、许多大规模的地质现象与事件以及洋盆间地球化学的分馏作用等，都是在海洋水体的不断运动中发生与发展的，无一不受到当时洋流模式的影响与制约。因此，古海洋学研究的核心问题是大洋环流的发展历史(Berger, 1981)。只有首先对各时期大洋环流模式与动力过程作全面了解，才能搞清当时的古大洋沉积背景，并解释各种重大的地质事件。

第一节 现代洋流的基本特征

太阳辐射能是促使地球水圈、大气圈运动最基本的源泉，它对大洋环流的形成与发展有着决定性的影响。

由于高、低纬地区受热的不同，在大气圈内发生热对流，从而形成了风。在风场的作用下，海水表层不仅能产生波浪运动(只有能量的传递而无水质点的迁移)，而且还可直接引起水质点的定向迁移，即产生表层洋流，又称吹送流。这种表层流的规模、持续性以及涉及的深度视风力强弱、作用时间以及地形等背景条件而定。常年风向恒定的全球行星风系直接控制了全球表层洋流的总体格局。由于洋流比大气环流具有更大的惯性，因而，除了季风区外，一般都比较稳定而较少季节波动，也不会因风场的短暂偏移而改变流向。

对于大洋水圈来说，由于仅在水体顶面受热，热量难以向下传递，不能构成水体本身的热对流(Pickard, 1979)。但可以由于各地受热的不同，或气候的差异引起海水密度场梯度的差异，从而在重力的驱动下产生海水的运动。海水的密度是随盐度的增加而递增，随温度的升高而递减，因此这种洋流称为“温盐环流”。由于制导的具体条件不同，温盐环流既可作水平方向，也可作垂向的运动。

所以，海水的运动实际上是在重力与风力驱动下造成的联合效应。前者在深部洋流中占优势，后者以表层洋流为主。它们可离开发源地甚远，构成全球性的大洋环流系统。

此外，在天体引潮力的作用下也可引起海水在水平方向上的流动(潮汐流)。尽管已证实它在深海中普遍存在，但对于它的流速与地质效应还知道得不多。从总体来说，潮汐流不造成水质点的净搬运，除非在中等水深斜坡上其能量还难以达到足能携带沉积物的程度(Lonsdale & Spiess,1977)。但它可叠加在其他水流上发生影响，例如使洋流也呈日、月周期变动；使被叠加水流增加对海底的侵蚀能力(Kennett,1982)。

一、洋流与水团

在研究大洋环流时，除了对水文实测资料进行综合分析外，人们还仿效气象学引进了“水团”的概念。这是指物理化学性质特定，变动状态保持一致的那部分水体。它们常发源于大洋表面混合层内，受到当地相当恒定的气候条件的影响。例如，热带地区蒸发与降水的条件；极地地区形成海冰的条件；近岸区陆源注水的条件等。当所形成的水团盐度低或温度稍高，即密度较小时，大洋水柱将是稳定的，仅产生活动于大洋表层内的浅部水团。但是，如果其盐度高而温度低时，则由于密度增大而导致水团下沉，可形成可观的垂向运动(Pickard,1979)。

由于起源的不同，每个水团都具有各自不同的温度与盐度值，并在垂向剖面上构成特定的温盐对应变化曲线。相随地，还会具有特定的化学组成，如含氧度、营养盐，以及水团专属的生物群落。水团一旦形成，它们的这些基本属性就不会任意变动。在其运动过程中，可以保持相当长的时间与距离。因此，常能以其特定的属性来识别它们。

实际上，任何大规模的洋流都不是均一的，在其漫长的流程中是包含着许多大小不等的、物化性质特定的水团。因此，水团是洋流的自然组成部分。而水团本身的发生与发展又受到洋流系统的制约，纳入洋流的总体格局中，并随之离开其源地而向前运行，犹如缕缕的青烟中包含着串串烟环一般。在运移途中它们将被逐渐地改造，并与其他水团发生程度不同的混合作用，以致最终变性、消失。

很明显，洋流与水团这两个术语反映了海水运动的两个侧面，是两种不同的表达方法。一般来说，洋流是通过实测的水文资料，用流速、流量、流向等运动矢量来标绘海水的运动。这在现代洋流的研究中，特别对上部水层的研究是容易办到的，并已取得相当丰富的实测资料，现在完全有条件对表层海水运动进行直接地标绘，迅速获得世界洋流体系较确切的直观图式。但是，对于深部大洋，要取得直接的水文参数是比较烦难的，有时甚至是不可能的。在这种情况下，就需借助于对水团实体的研究，从而间接地追索海水的运动。可以通过水样的物理、化学特性及生物的生态群落来确定各种水团的存在，并在空间上追索它们的动向，还可以按海水的密度分布和压力梯度计算出海流的速度与方向。水团的基本特性往往在其核心地带（如冷水团核心水温最低）以及各水团间的边界处（如水色、特异生物种）表现得最为明显，因此核心与边界前锋常是水团研究的重点。

至于古水团，可以利用保存着许多重要信息的深海沉积物，特别是其中的微体生物化石来圈定各水团的范围并寻找它们的踪迹。由此看来，"水团"是研究古洋流的良好标志与手段，对于古洋流模式的建立具有重大的意义。

就全球范围来说，各个大洋一般都存在着五个基本水层，即表层、次表层、中层、深层及底层。与每个基本水层相对应，有各自不同的水团，其中位于温跃层之下的次表层水团又可根据其形成过程和水团的特征进一步分成中央水团，亚南极水团、亚北极水团等三个区域性的水团。南极地区，在表层水团之下只有深层水团和底层水团，结构较简单，具有较大的均匀性。

我国的近海海域，由于区域位置，陆源注水、气候等不同条件的影响，也存在着若干性质不同的水团。例如，毗邻太平洋受黑潮影响的暖水性"外海水团"（东海水团）；受大陆沿岸入海迳流影响的低盐性"沿岸水团"；以及由黑潮与沿岸水相混合，并受到当地气候条件影响而形成的低温、低盐，具有季节性变化的"黄海水团"。

二、现代表层洋流分布的基本格局

大洋与大气都是流体，因此，由风力驱动的表层洋流与大气环流有很大的相似性，其分布格局明显地受着全球风系的控制。

全球的大气环流格局基本上是由两种主导因素控制的。其基本的能源来自太阳，由地面温差引起的气压差导致空气的对流。可是，一旦空气发生流动后，又将受到地球自转的影响发生偏移，构成了现时的"行星风系"。假定地球不旋转，大气热对流将在南北方向上进行。但在一个旋转着的行星上，在科氏效应的影响下，将使北半球的气流（水流）一律向右偏斜，南半球则向左偏斜。

在南北两个半球上，大气环流都可分裂成三个垂向对流圈（图3－1），即在赤道与南北纬60°附近的大气趋于上升；在极地及南北纬30°附近地区则趋于下降。在科氏效应影响下，在低层大气圈内，高纬地区出现极地东风，中纬地区盛行西风，低纬地区则又转为东北（北半球）与东南（南半球）向的信风（图3－1）。

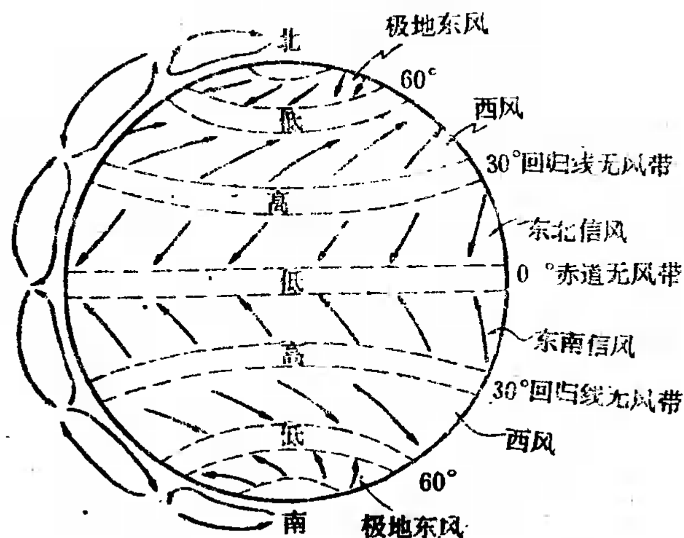


图3—1 全球风系分布示意图

(Beiser, 1975)

显然，这样的行星风系格局，将驱动大洋表层形成相应的环流模式。北半球的大气环流始终为表层洋流提供右旋顺时针方向的扭力矩(torque)，南半球则提供左旋逆时针方向的扭力矩。在这样的驱动力影响下，世界各大洋中遂出现若干引人注目的巨型环涡状表层洋流。这些环流在总体格局上具有明显的相似性，仅在具体细节上稍有不同(图3－2)。

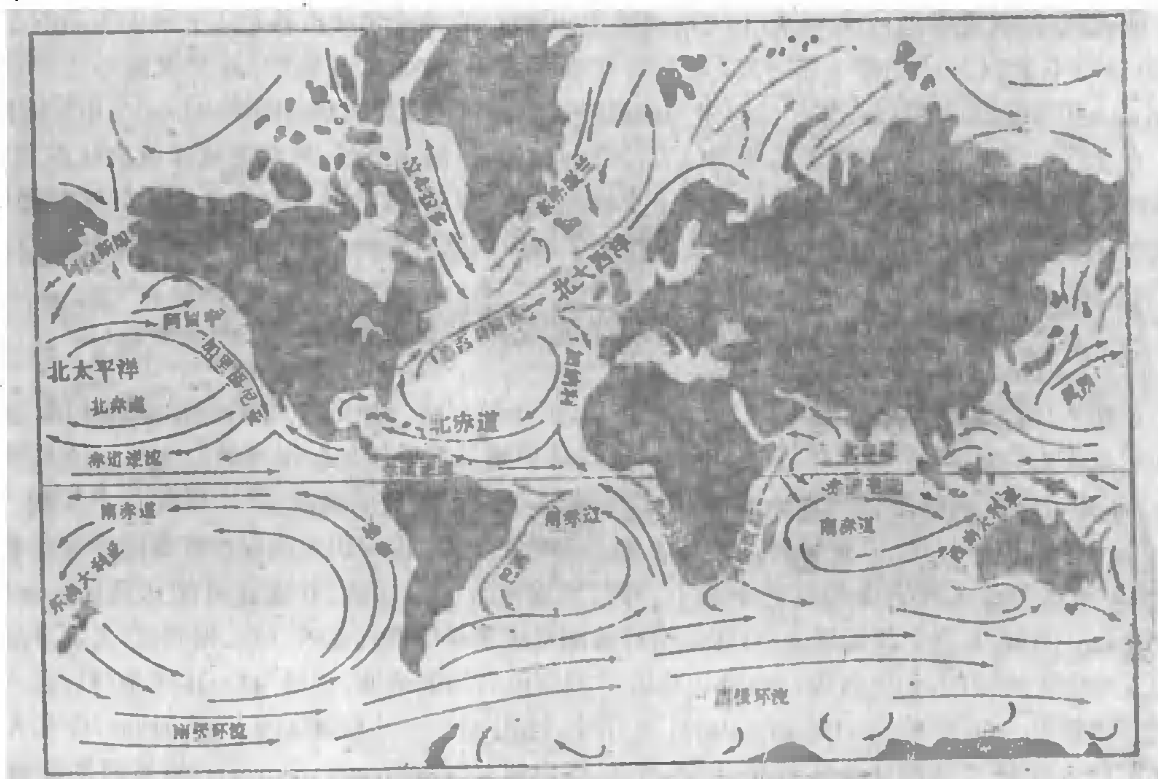


图3—2 世界大洋主要表层洋流分布图

(Kennett, 1982)

当然，风驱洋流形成后，还会进一步受到科氏效应的影响，而行定向偏转，北半球偏右，南半球偏左。因此，大洋表层流实际上还与风向呈一定的偏角。根据理论计算达45°，但实际偏小。例如在北冰洋中，曾观察到无人驾驶的Fram号船与风向呈20—40°夹角向右自由漂移(Harvey,1982)。很明显，现时的环流模式应是多种因素叠加的结果。

从全球规模来说，北太平洋与北大西洋分别存在顺时针向的巨型环流；南太平洋、南大西洋及印度洋则分别有反时针向的巨型环流，它们构成了全球大洋表层流的基本格架。此外，在北半球，由于受到大陆块的阻挡，因而在北大西洋与北太平洋的北部均可产生规模较小的逆向(反时针向)的涡流。在南半球南部，由于无陆块阻挡，因此在中纬地区可以形成风速极强的"咆哮西风"(roaring forties)。相应地，在这里形成了庞大的南极环极流AAC(Antarctic circumpolar)。其近南极地区的流速为4厘米/秒，向北可增至15厘米/秒(Pickard,1979)。平均流量可达200×10^6立方厘米/秒，大约相当于亚马逊河流量的1000倍(Kennett,1982)，并且可以在直达洋底的所有深度范围内持续地向东流动，仅在南极与南美间的德雷克海峡受阻。这股环流对于全球的大洋历史与气候变迁起着十分重要的作用。

全球性的巨型环流经不同的纬度带，受着各地气候条件的深刻影响。在向西移动的洋流流经赤道地区时，受热而变暖。继之，在盛行西风驱动下转向东北移动时，将携带许多附加的热量，成为一股向极地输送的暖流(例如大西洋的墨西哥湾流、巴西流以及太平洋的黑潮与东澳大利亚流)。而在高纬地区受冷的寒流又被东来的信风带回赤道(如加利福尼亚流及秘鲁流)。这样，洋流系统直接地对全球热量的分布起着重新调整的作用。因而对沿岸大陆地区气候也有极大的控制作用。

巨型环流之间为若干带状水流所隔。例如，赤道地区，在信风带控制下存在与巨型环流总体流向一致的南、北赤道洋流，而在南北两个半球间的赤道无风带还存在向东流的"赤道逆流"。这是由于赤道洋流受到大洋西缘大陆的阻挡，向上堆水，例如大西洋西侧堆水的总量达15厘米(Stowe,1979)，从而形成斜面，使其随即返回向东，向下流动构成逆向洋流。克伦威尔洋流就是太平洋中著名的赤道逆流，长5600千米以上，宽300千米，厚仅200米，在表水之下约100米处流动，最大流速可达150厘米/秒(Kennett,1982)。并可以在整个流程中与赤道洋流(表层)在极短的垂向距离内持完全相反的流向。

在北印度洋地区，由于特殊的地理位置，风场具有明显的季节性，从而造成洋流的往返变更。夏季季风从西印度洋吹向印度大陆，出现西南季风漂流；冬季时，寒冷的北风从亚洲大陆吹向印度洋，形成东北季风漂流。而在印度洋的南部，逐渐摆脱了这种季风的影响，呈现稳定的反时针环流模式。

三、现代深部洋流及其全球分布

长期来，由于浩瀚的海洋深不可测，人们相信，大洋深部是一种黑暗、平静而稳定的环境，也是陆源物质最终汇集的地点。1814年，Humboldt 已经认识到目前低纬地区深部的冷水不可能是当地的产物，而必定是从高纬地区流动而来，从而首先提出了深水洋流的概念。二十世纪三十年代，Wust与Defant 通过对大西洋中部实测剖面中温、盐分布值的计算，推导出大洋深水区各部分存在着密度的差异，并认为在这种密度梯度的驱动下，可以形成强大的底层流，其流速可能达到10～15厘米/秒(Kennett,1982)。六十年代以来，对深海的直接测量证实了深部洋流的存在。据测定，大部分地区深水洋流是比较缓滞的，但在各大洋西部边缘区可测到相当高的流速，一般为5～15厘米/秒，若干狭窄的通道可达20～50厘米/秒(Berger,1982) 近年来，Hollister 与 McCave 等人(1984)在北大西洋西部斯科舍陆隆下部约5000米水深处，多次在"深海风暴"(deep-sea storm)的短暂时期测得70厘米/秒以上的极高流速。全球最快的温盐底层流可能在直布罗陀海峡，那里的流速可达200厘米/秒(Berger,1982)。

现代深部洋流主要是由重力所驱动，而引起密度梯度的变化可以是海冰形成或封闭性盆地的蒸发作用。在寒冷的极地，海水在其成冰过程中仅有30%的盐份结合进海冰内，剩余的70%被排出，添加到其下接近冰点的海水中，从而大大增加了当地海水的盐度与密度，成为全球海洋中密度最大的地区(图3—3)。这种冷重而富含氧气的表层水在重力支配下，下沉并占据了大洋底部。它可以长期逗留洋底，不断累积，缓慢地向外扩散，成为大洋水体中体积最大的水团(Stowe,1979)。

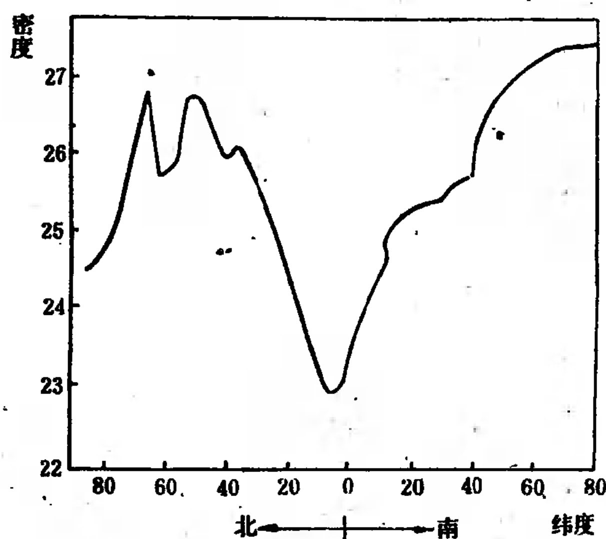


图3—3大西洋地区表层水密度随纬度的变化

(据Wust el at,1954转引自Kennett,1982)。

在若干受限制的海洋(如地中海、红海)，由于那里蒸发量明显大于降水量，因而也可以形成高密度的深部洋流。例如，上述直布罗陀海峡湍急的底流就是由地中海蒸发浓缩的咸水下沉后形成。它经常在整个大西洋中部1500米深度附近出现，深刻地影响着那里半深水及深水团的发展(Seibold & Berger,1982)。而且该底流还可以扩展到南极，加入南极底层水，但是，总的来说，它们仅起局部的影响，远不及极地底层水重要。

大洋底层水最重要的发源地是南极与北大西洋极地—亚极地地区。南极底层水团(Antarctic Bottom Water,简称AABW)产生于南极洲的冰陆架(主要在威德尔海与罗斯海区)。季节性海冰的形成是产生AABW的最重要过程。每年3月～4月是南半球海冰快速产生的时期，因而也是AABW向北搬运最快的时期。此时，海冰在表层水中留下大量的盐份，使下伏冷水更重，当水温达到约−0.4°C、盐度34.7‰时，就可下沉(Seibold & Berger,1982),并向北扩散到各大洋的底部。它可以组成世界大洋底层水的59%（大西洋24%，印度洋70%，太平洋71%），向北扩展的范围可达太平洋的50°N，大西洋的45°N(Kennett,1982)。由图3—4可以看出，在世界大洋内均可找到南极底层水的踪迹。

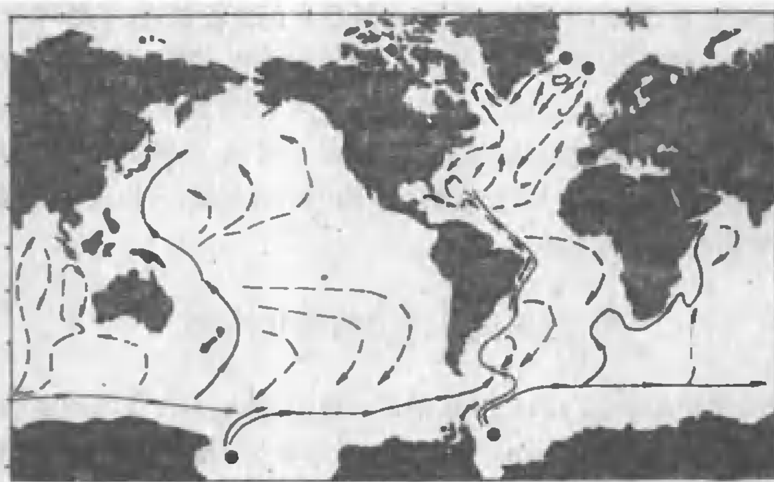


图3—4　现代海洋的深层环流图

(据Stow,1979；转引自任美锷，1984)黑线表示主要深层流，虚线代表次要(较弱)深层回流。

黑圆点表示冷的密度较大水团的主要发源地。

北大西洋深层水团(North Atlantic Deep Water,简称NADW)形成于挪威海与格陵兰海区(图3—4),并沉降在浅水通道上。漫越过格陵兰—法罗海岭后被北大西洋中脊分为两股,充填了北大西洋大部地区。这种致密的深水团常沿等深线(即等密度平面)流动。当其向南扩散,经赤道到达南大西洋时,其东侧由于沃尔维斯洋脊的拦阻不能与AABW沟通形成单一流向。但沿大西洋西侧南下,穿过维玛海槽而与 AABW 相遇。由于它的密度较低,因而驮于 AABW 之上流向南极,在南大西洋与西印度洋可形成厚达2000米的中层水团,构成南北双向深部洋流模式(图3—5)。NADW 最终冷却下沉,汇入巨大的环南极洋流及南极底层水中,成为它们重要的补给来源。

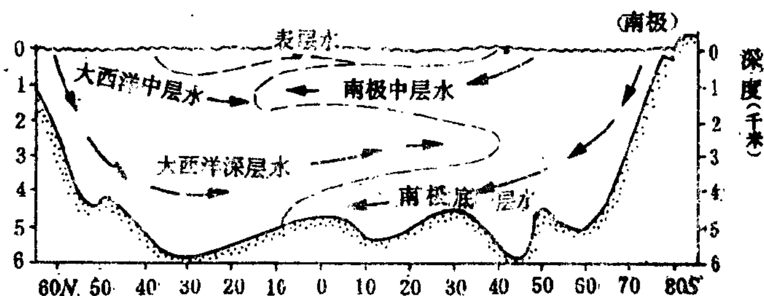


图3—5 从格陵兰至南极大西洋横断面图

(Stowe,1979)图上概略地显示出各种水团的相对位置与动向。各水团边界间存在显著的混合作用。

北太平洋地区,由于受白令海峡所阻,难以与北冰洋沟通,同时白令海海水本身的盐度又过低,无法形成高密度的深水。所以,在太平洋,所有的深部洋流均导源于南极,呈持续向北迁移的单向模式。北印度洋位于热带地区,不能形成底层水或深层水团,所以其深部洋流也主要来源于南极。

深部水团一旦形成,可以逐渐扩散,铺盖在洋底广大区域内。尽管大部分地区内其扩散速率相当低(小于1厘米/秒),但由于它们十分宽厚,因此与表层水流相比,可有较大的净搬运量。同时,也由于其流速较慢,更易受科氏偏斜效应的影响。

此外,深部水团与大气层较少交换,其温、盐值呈很小的变化。冷重的底层水仅能从洋底地壳内获得微小的热量(相当于表层水所获太阳热能的1/25,000),平均每年仅能增温5×10^{-4}°C。但现今到达大西洋中部和北部的南极底层水温已从南极的−0.4～上升为2.5°C,想必该水团迁移缓慢,已具几千年的历史(Stowe,1979)。在不同的大洋盆地,由于迁移的距离不同,底层水团可具有不同的年龄。其中,南大西洋底层水的年龄最小;印度洋与北大西洋底层水的流程相近,年龄居中;而到达太平洋的底层水团流程最长,因此年龄最老。随着年龄的增大,从南极表层水带入洋底含量较高的溶解氧将由于底栖生物的活动以及有机质的腐烂逐渐耗去,以致水团越老,含氧量越低。与此同时,有机碳与CO_2的含量则相对递增。这样,底层水越老,对钙质介壳的腐蚀力越强,碳酸盐溶解度加大,直接影响到各地碳酸盐补偿深度的变化(详见第五章)。因此,深部水团中的含氧量、有机碳、二氧化碳以及碳酸盐的含量都可以成为确定其相对年龄的依据。

四、西部边界洋流的强化作用

大洋表层与深部环流中各个部分的流况是很不一致的。特别是在洋盆的西部边界上,北半球向北、南半球向南的洋流普遍得到明显的加强。其流路狭窄,常小于整个洋盆宽度的1/20,但流速湍急,甚至可比东部边界流的流速大几十倍(Harvey,1982)。墨西哥湾流、黑潮、巴西流及东澳大利亚流都是著名的西部边界表层流。

其中,墨西哥湾流最为壮观。其宽约100公里,表面流速可达200～300厘米/秒(4～6节),而一般表层洋流为50厘米/秒;向北的总流量为$75-115\times10^6$立方米/秒,相当于密西西比河特大洪峰时流量

的2000倍；一般表层洋流所及的水深为100～200米，而湾流可以下延到1000米以下，有时甚至深及4000米(Kennett,1982)。

黑潮则是流经我国外海海域的一股强大暖流。其宽度为80千米左右，最大流速75～250厘米/秒，深度至少可达1000米。据1954～1959年在日本东南海域的连续观察，发现它的主流线曾不时地偏离平均轴线的位置，或南或北地呈曲流状(图3—6)。在向南的曲线与岸线之间还常伴有滨岸冷水团的形成(Pickard,1979)。又据1940年2～3月观测结果的分析，台湾以东的黑潮也曾发生过类似的弯曲改道与出现冷水团的现象，在这段时期沿台湾东南北上的黑潮约从200米层起，随着深度的增加，主流线不再径直北上而逐渐向东东南方向运行(管秉贤，1985)。

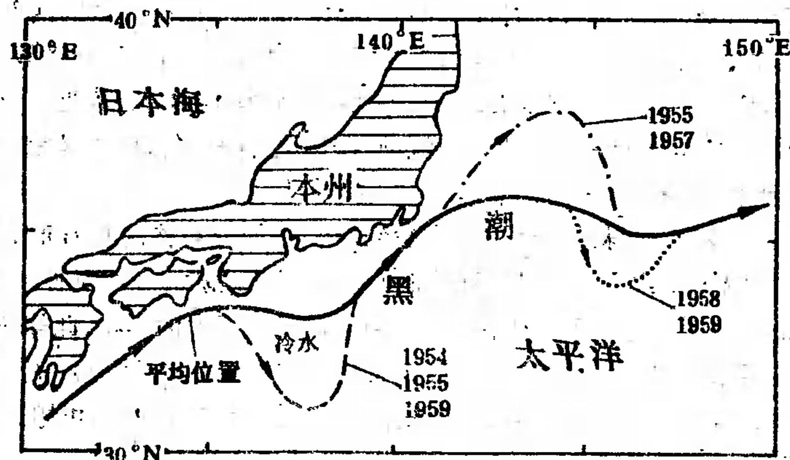


图3—6 在1954年至1959年期间黑潮的平均位置及其摆动(Pickard,1979)

造成西部边界洋流强化的原因有多种。首先，在信风驱动下向西流动的赤道洋流涌向洋盆西缘向上堆集后，除部分沿原路返回形成逆流外，尚有相当多的涌水顺着大陆边沿或北上或南下发生分流，从而强化了西部边界流。例如，南美西北测沿赤道大西洋的海岸轮廓，有利于大部分的赤道洋流分流北上，从而大大强化了墨西哥湾流(图3—7)

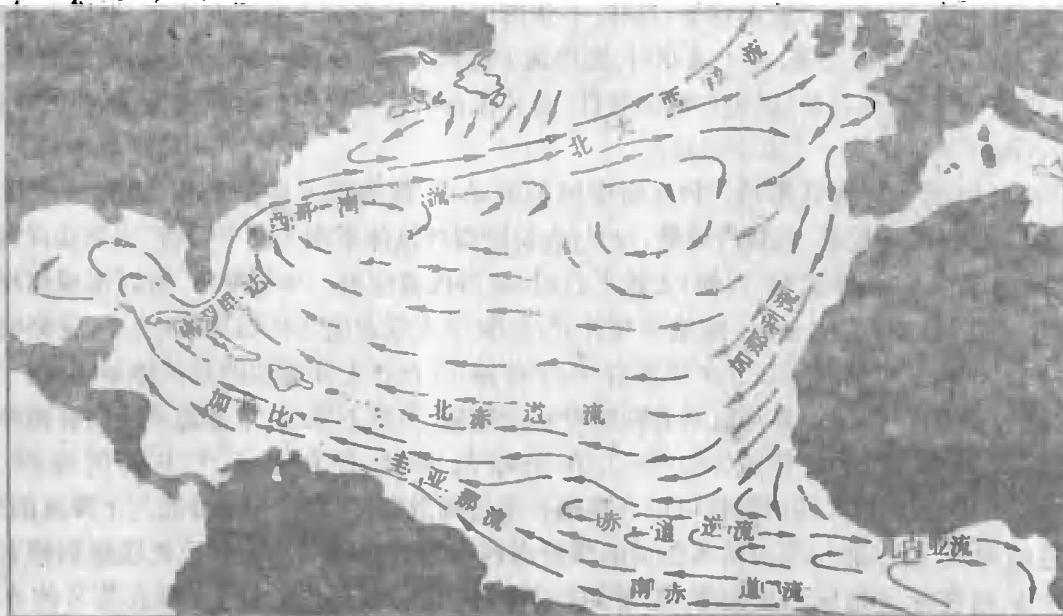


图3—7 墨西哥湾流与风驱表层洋流图 (Seibold & Berger,1982)

湾流携带温暖的表水向西北欧输送，它属于北大西洋亚热带区型旋涡流的一部分，涡流中心在马尾藻海。图中可看出大陆轮廓对湾流的影响。

其次，在各大洋盆地西半部，洋流向极地运行过程中，在盛行西风的驱动下可产生一系列小型涡状水团(Vorticity)，其旋向在北半球亦为顺时针向，南半球为逆时针向。这些旋涡西侧的流向与总流向一致，相互叠加，强化了西侧洋流，但在东侧却起减弱的作用。此外，由于科氏效应对洋流偏斜影响的强度与纬度有关，赤道地区最小，向两极增大，在巨型环流体系中，由于向东的水流位于较高的纬度，它在向赤道运行过程中偏斜程度将大于向西的水流。这样，两者偏斜的净效应将使整个巨型涡状环流向大洋西侧的陆缘挤压，增强了西部边界流的能量。

由于科氏效应及地形轮廓等因素的影响，深层洋流在各盆地内也呈现出强烈的不对称性，同样存在着强化了的西部边界底流。但由于大洋中脊等海底隆起的存在，常对深部洋流起不同程度的分隔作用，因而比起表层环流来，深部环流体系的数目更多，相应地也有较多的西部边界流。例如已知有西南太平洋、东太平洋、西部大西洋以及印度洋的西部、中部及东部等六个西部边界底流(Kennett,1982)。其中，南大西洋地区的AABW与AAMW(中层水)紧靠西缘(左偏)向北流动；而北大西洋地区的NADW也紧靠西缘(右偏)向南流动。在那里，深部洋流伏于狭窄、湍急的墨西哥湾流之下，但两者却呈流向相反的格局。

西部边界流的存在，对于全球的气候、生物群落、沉积物的分布格局都有重大影响。西部边界表层洋流实际上是一个重要的热库，这些暖流显著地影响着邻近大陆的气候条件，使那里气候温和、雨量充沛。当它们的主流线稍有摆动，就会对沿岸的人类活动带来巨大的影响。此外，暖流可将暖水生物群落向高纬地区传递，造成若干混合现象。强大的西部边界深层洋流(特别是底流)是一种极为重要的地质营力，可以产生明显的地质效应。它可以侵蚀海底，导致洋底沉积物的再搬运和再沉积，成为影响古海洋记录最活跃的一种因素。

五、大洋上升流

大洋中，除了水平方向上表层和深部的洋流外，尚有多种方式形成的垂向运动，导致大洋水体在三度空间上的混合与交换。

无论在岸边或开放性大洋盆地内部，只要表水从原地被吹离或搬离，出现某种发散现象时，便会发生水位相对下降，造成压力的不均衡。这样，下伏的次表层水将会上涌取而代之，形成上升流，又称补偿流。相反，当表水相互会聚，向上堆水时，则形成下降流。大洋的上升流具有特定的地质意义，不仅为若干重要矿产(磷矿与石油)提供形成的条件，而且在古气候研究中是古风向、古风速的重要见证，这已成为古海洋学研究的一个重要课题。

上升流可以由多种方式形成。(1)在离岸风的驱动下，使表层水吹离海岸，直接形成风驱上升流(图3－8b)。但这仅是局部、短暂的现象。(2)与表层巨型环流体系相关的上升流。当驱动洋流的行星风系与大陆的岸线(如大洋的东、西侧)大致平行时，在科氏效应进一步影响下，可以形成离岸的发散或向岸的汇集作用。根据 Ekman 螺旋原理计算，风驱洋流最表层水将偏离风向45°，受影响的整个上层水体净偏移甚至可达90°，在北半球偏右，南半球偏左。在各大洋盆地的环流体系中，由于风向与岸线相对位置的不同，西部边界洋流具有向岸堆水的趋势，形成下降流，东部边界流则有离岸偏移的趋势，从而形成持续的上升流(图3－8c)。在全球范围内，存在着五个主要的海岸上升流区(图3－9)。(3)在开放性大洋内部也可以存在辐合带与辐散带，因而也有上升流与下降流的形成。例如，在赤道的两侧，由东北与东南信风驱动的两股向西流动的赤道洋流因科氏效应影响都有偏离赤道的趋势，从而在赤道地区形成辐散带，导致两侧的次表层水向中央涌升，形成著名的赤道上升流(图3－8 a)。又如，在南大洋，对应于盛行西风的作用，可以产生向北(偏左)的偏斜，形成南极上升流(Kennet,1982)。(4)，在温盐环流的驱动下也可以形成上升流。例如，在南极浅水大陆架区，冷重的

表层水下沉形成底水，造成大洋表层的水量亏损，岸外处于中层位置的环极深水及北大西洋深层水(NADW)将上涌，给予补偿(图3－8d)。

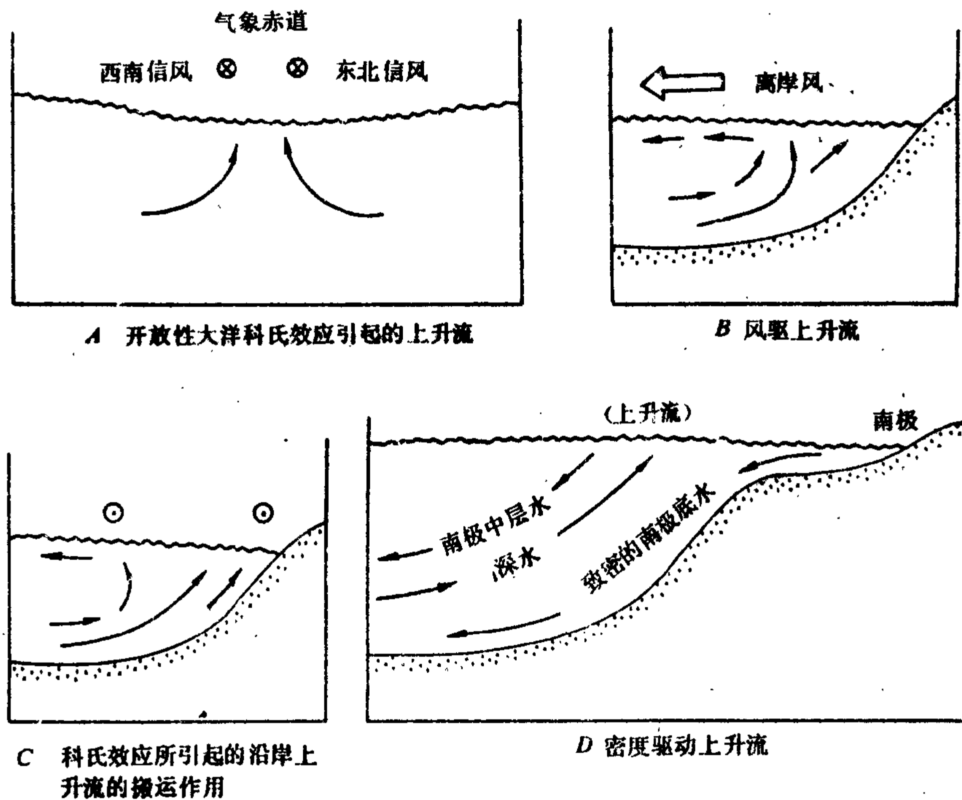


图3—8　形成上升流的几种方式

(据Pipkin et al., 1977,转引自Kennett, 1982. 略加简化)

圆圈中点号表示风向指向读者，圆圈中叉号表示风向背离读者

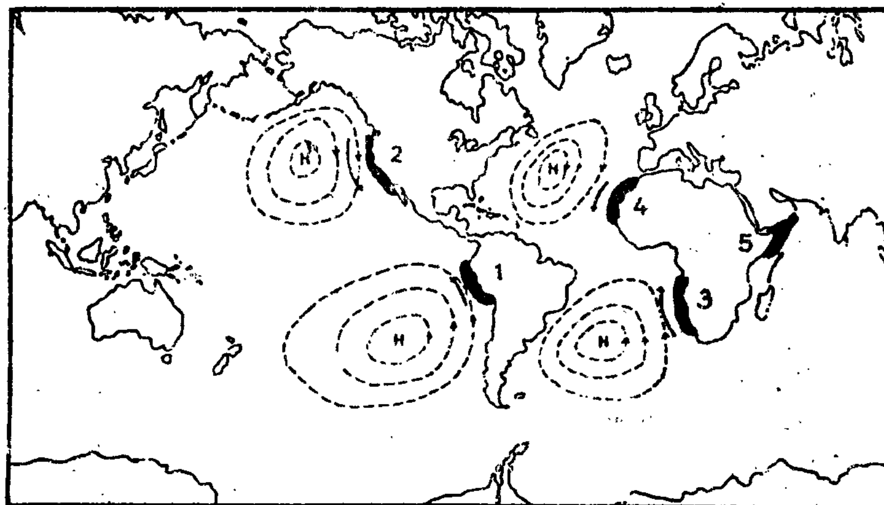


图3—9　全球五个主要海岸上升流区分布图

(Thiede & Suess, 1983)

图内，虚线同心圈代表上升流最活跃季节时平均等气压线的位置；长箭头代表影响上升流形成的主要洋流；黑色条带区为主要的海岸上升流区。

大洋上升流直接对生物的生产率带来巨大影响，进而影响到洋底沉积物的性质与分布格局。在一般情况下，大洋表层水是贫养的。虽然它富含钾、硫等生物生长必需的成份，却缺乏磷、固定氮、二氧化硅以及铁铜等营养物质。这是因为在表层透光带内，作为海洋生物食物链中的初始生产率，大量繁殖的藻类已基本耗尽了这些营养素。在透光带以下，温跃层顶部(50～100米)，藻类难以存活。当藻类及其他生物遗体一起下沉时，将经受细菌的腐败作用，出现再矿化现象(remineralization)，致使这些营养物质再度产生并富集起来，构成次表层水营养库(Seibold, Berger, 1982)。当大洋遭受风暴侵袭，殃及温跃层时，可引起搅混作用；更重要的是在上升流地区，这些次表层水的营养物质将随上升流返回透光带中，从而大大肥化了这里的表层水。这样，藻类生物可以勃发生长，赖以为生的更高级生物也随之兴盛起来；因此，象加利福尼亚、秘鲁等东部边界洋流，尽管水温较低(寒流)，但表层水极为肥沃，是世界上最优良的天然渔场。可是，在秘鲁海岸，偶而在圣诞节前后，可以出现一股来自北方的逆向洋流，称为爱厄尼诺(El Nino)，它不仅直接干扰与影响到太平洋地区正常的气候环境；而且，根据Ekman原理，海水将由于流向的改变发生向岸的堆集，形成下降流。于是营养物质迅即下移、消失，藻类生长大受抑制，直接破坏了那里的食物链系统，最终引起鱼类及鸟类大量死亡(Stowe,1979)。由于上述种种现象对周围环境的的重大影响，如何在地质记录中识别古上升流，发现古爱厄尼诺，是古海洋学面临的任务之一。

第二节　古洋流研究方法概述

现代洋流格局的上述特征，其实只是现代特定条件下的产物，这些条件包括海陆分布、洋盆轮廓与洋底地形，以致地球运行参数和大气环流格局等等，只要其中一项发生变化，洋流格局也就相应调整。例如现代的海陆分布，北极周围大陆云集，南极则由南大洋环绕，使其洋流主要呈纬向运行，有利于两极冰盖的形成；如海陆呈经向排列，世界洋流亦以经向为主，便有利于高、低纬度带的热量交换，极地不能形成冰盖，大洋底层也就不会有源自极地的高盐低温水，大洋水柱的垂向分层亦就减弱，推测白垩纪有些时期便是如此(Berggren, 1981). Brass 等(1982)还提出了白垩纪大洋暖深层水的模式。当时全球气候温暖而均一。在干旱气候条件下的浅海区，因强烈蒸发产生的高温高盐水向下沉潜，形成暖咸底层水(Warm Saline Bottom Water, 简称WSBW)。这样，在白垩纪大洋中，深层水团主要由暖咸底层水组成。这些研究都清楚地表明，古洋流与古水团地质历史上确实经历过巨大的变化。在全球大地构造和气候变动的深刻影响下，世界大洋水体在三度空间中经历了非常复杂的演变过程(详见第七章)。

古代大洋环流体系与现代洋流一样，也可以分为表层流、底层流(和深层流)与垂向的升降流三种，它们的研究程度颇不平衡，研究方法亦不尽相同。对于世界大洋表层流自白垩纪以来的演变历史，已有较多的研究，其中晚第四纪的研究成果尤为突出；然而对于底层流(和深层流)与上升流，迄今仍缺乏全面系统的深入研究。近年来，古海洋学界日益认识到深层洋流与上升流的意义，如1981年9月在葡萄牙召开了"海岸上升流沉积标志"的国际专题讨论会；1984年国际海科委(SCOR)设立"深水古海洋学工作组"，并于1986年举行深水古海洋学专题会议，都反映了这种趋势。

古大洋的表层流往往不留下直接标志，只能通过间接的途径加以研究。(1)模拟法：根据某一地质时期的大陆位置与轮廓，两极的位置等条件，用模拟方法推论当时全球的环流体系，其中包括物理模拟与数学模拟两类。物理模拟法是在实验室用直径为2米或更大的旋转器进行。例如，有人用此法再造了白垩纪的洋流体系。数学模拟用计算机进行，如苏联学者根据大陆轮廓，海峡的位置甚至地形，大洋的温度、盐度等数据，计算出年平均洋流位置，甚至可计算出它们的季节性变化。这项工作一般均在模拟大气环流的基础上进行(Лисицын, 1980a)。近来，西德汉堡大学 Sundermann 等人的计

算机模拟，以及美国同行的模拟研究，尤其值得注意。(2)古生物地理法：海流的路线往往与某些关键性地区如海峡通道的关放或封闭密切相关，因此可以通过比较海峡两侧的化石群，分析是否存在明显的差异或者是否具有某些海流的标志属种，以判断是否存在海峡，以及当时海流的可能途径。(3)古温度法：各洋流、水团间最大的区别主要在于温度。如果利用微体古生物法，稳定同位素等方法求出古温度在平面上的分布格局，便不难绘出相应的古洋流图。到目前为止，这是再造古洋流的主要方法，后面将作重点介绍。

研究底层流的主要方法有以下三种。(1)沉积学法：底层流可以直接对洋底沉积物的搬运与沉积发生作用，因此可以直接运用沉积学的标志，如沉积物组份、结构、构造以及沉积间断等标志加以识别。(2)标志化石法：根据某些水团所特有的底栖生物(主要是底栖有孔虫)标志种或标志性组合的分布，可以判断该水团的动向。(3)同位素法：一定的底水团具有一定的同位素成份，分析底栖有孔虫等壳体的氧、碳稳定同位素值可以间接地推断古洋流的分布。

关于上升流地质标志，1981年"海岸上升流沉积标志"讨论会提出至少有下列几种：(1)沉积学方面，在海岸上升流流区的底质组份中，具有高浓度的有机碳，富含磷灰石，并有大量硅藻沉积。(2)古生物学方面，上升流区可以具有特定的生物化石群落，例如，根据印度洋、太平洋、大西洋海岸上升流区的调查，泡抱球虫 *Globigerina bulloides*是现代上升流区最重要的标志种，被称为"上升流种"，此外还有*Globigerinita glutinata*与*Neogloboquadrina dutertrei* (Thiede,1983)。就门类而言，代表初始生产率的硅藻显示出异常高的含量。(3)同位素方面，浮游与底栖有孔虫壳体中的氧同位素值可以反映水体温度与盐度的变化，而温盐的异常梯度值又可用来指示上升流的存在(Ganssen & Sarnthein, 1983)。此外，还可利用硅藻成因SiO_2的氧同位素值反映海水表面温度记录，再配以植物组份的资料，也能成为指示上升流很敏感的标志(Suess & Thiede,1983)。

以上所举，只是些最常用的方法，实际上远远超出这些范围。如模拟法无论对于研究古代或者现代、表层或者深层的洋流，都是一种重要的手段，Sundermann (1986) 对于晚第三纪晚期以来大西洋深层环流的模拟研究便是一例；同时他还用计算机模拟奥陶纪以来潮汐的分布情况。美国Lindstrom 和 MacAyeal(1986) 用计算机模拟冰架的演变，探讨更新世冰期时挪威海与格陵兰海有无冰盖的问题。此外，如微量元素地球化学及有机地球化学等，在古洋流的研究中均有一定的意义。在上列各种方法中，以微体古生物学与稳定同位素地球化学的方法最为重要；除了模拟法与沉积学法外，几乎又都以微体古生物的介壳为主要研究对象，因此在工作中，微体古生物化石的鉴定与分析起着关键性的作用。此外，识别古洋流、古水团的许多方法，实际上就是如何判别古水温的方法，这是因为水温梯度正是洋流存在的必要条件，因此可以据此追索古洋流、古水团的踪迹。下面将较详细地介绍古生物学、稳定同位素地球化学以及沉积学的方法，并且将与在水温、古水团、古洋流的判别结合起来加以讨论；有关的地球化学方法，在第五、六章中还要涉及。

第三节、古生物学方法

对于沉积环境的变迁，生物的反应最为灵敏；同样，在海流、水团和海水古温度等水文条件的各项地质记录中，也以古生物记录最有价值。而能用作标志这些水文要素的生物，应当具备下列条件：a.应是不能快速运动、积极游移的；b.应有丰富的数量；c.易于鉴定；d.没有大幅度的昼夜垂向迁移；e.已知其生态适应范围和生物学特征；f.对环境的变化反应灵敏(Boltovskoy & Wright, 1976)

浮游有孔虫最能符合上述条件，事实上它已成为古海洋学研究中指示表层与近表层水体特征的主要标志，被誉为"海流的镜子"；钙质超微化石在这方面也能起相似的作用，有时还可利用翼足类化石。为了解底层水的水文特征，通常使用底栖有孔虫，有时也用介形虫化石。此外，在钙质微体化石缺

乏的情况下，硅质微体化石便成为古海洋学研究的主要材料。例如，在高纬度或者深度过大的海区，以及一些上升流发育区，可依靠放射虫与硅藻来反映洋流、水团及古水温。

现代大洋的洋流、水团固然可以用水文方法测得，但是用有孔虫等生物门类作为标志，却具有其独到的优越性。首先，沉积物中有孔虫等生物是反映较长时间的平均状况，而水文测量的方法只能反映某一瞬时变化的数值，缺乏代表性。其次，由于生物具有一定的保守性，即使水团间相互混合，其中的生物还能指示出原水团的来源，这在研究大洋环流的运动时特别有用。例如，白令海的水体流入北冰洋时，温度已经下降，但仍然保留着某些特征性的浮游有孔虫，标志着该海水的来源。又如 Boltovskoy 首先用沉积物中的底栖有孔虫作为标志，划定了南大西洋东侧 Malvin 洋流的西界，后来又在南大西洋西部用浮游有孔虫确定了亚南极水团与亚热带水团辐合带的位置。但当用水文的方法测定该辐合带的位置时，不同作者划带的差距竟达纬度14°之远(Boltovskoy & Wright, 1976)。

运用化石标志辨认特定的水团、洋流，只是一种定性的成果；如果用古生物资料作定量的分析，对水团、洋流作更深入的研究，就需要先取得古水温的资料。这是因为古水温不仅可以反映古气候的变迁，而且还为古洋流的动态提供直接的信息。例如，表层洋流明显地受全球风系的控制，而风系的分布格局又直接受大洋水体表温梯度分布所制约。一般来说，表层洋流与古等温线的格局吻合一致，温度梯度越大，水流越强。在冰期，表层洋流的活动异常活跃，这是因为当时的极锋向赤道方向大幅度推进(图3－10)，寒带(10 ℃左右)与热带(24 ℃左右)的间距缩短，所以温度梯度值相应增大。这样，

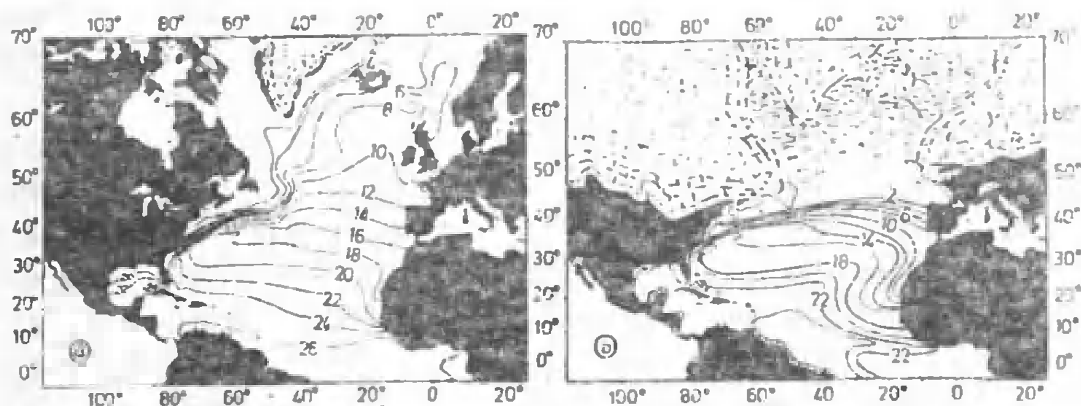


图3—10　17,000年前，北大西洋极地气候带的扩张(CLIMAP, 1976)。
a.现今冬季的表水温；b.17000年前冬季表水温。

必然导致强风急流的发生。同样，温度梯度的变化还可以引起水体密度和盐度的变化，从而导致大洋深部洋流的兴衰与迁移。所以，可以从古水温的平面分布再造古洋流、古水团的布局；从古水温的垂向(时间上)变化来判断古气候的变迁。实际上，古水温已成为古海洋学研究中一项至关重要的基础资料，下面先从定性的方法说起。

一、标志性种和标志性组合

大洋表层与深部的水团，由于各自的形成机制、源地深度、温度、盐度等具体情况的不同，可以形成特性各异的物理、化学环境，构成了不同的生态条件。有时，即使相邻水团间仅有微小的差异，但生物也表现得十分敏感，形成各自的"生态水团"(ecologic water mass)。它们分别控制着一定的生物群落，具有很强的专属性。这种隶属关系是十分明确的，往往不受其他环境要素的制约，例如，Ingle(1967)对比环太平洋各地露头的第三纪浮游有孔虫组合后，发现热带的有孔虫种在西太平

洋向北极扩展的范围比东太平洋要远，标志着黑潮暖流的控制作用。现已查明这种东冷西暖的现象在各大洋都有出现，显然与亚热带环流体系有关。

具体的标志性种、标志性组合可以分为底层水和表层水两大部分。此外，还可以有反映上升流，以及大洋水团边界前锋系统(frontal system)的标志性组合。它们的出现与消亡，可以直接展示出古代洋流与水团的变迁历史。在若干古海洋学研究的关键地区，如海峡通道，还可以利用生物标志种直接确定其开放与关闭的历史，这在很大程度上影响着对大洋环流格局的确定。例如，距今450万年前，巴拿马地峡两侧的太平洋与大西洋水体都有多室圆辐虫(*Globoratalia multicamerata*)分布，表明当时南、北美洲间是敞开的，大西洋与太平洋相互沟通；而在大约350～360万年前，在热带海区演化出来的中新圆辐虫(*Globoratalia miocenica*)却只见于大西洋的深海沉积物中，显示两个大洋业已隔开。由此可以推断，巴拿马海道的关闭，南、北美洲间陆桥的形成，当发生于距今450～350万年前(Boersma, 1978)。正是由于南、北两大陆块的连结，构成了内弯型的岸线轮廓，才导致庞大的墨西哥湾流的形成，从而对大西洋洋盆的沉积格局和沿岸的气候产生深远的影响。

1.底层水的标志性生物

底栖有孔虫组合与底层水团的性质密切相关。例如，已经揭示出在现代大西洋中有三个深水团的有孔虫群落：*Epistominella exigua*，*Cibicidoides wuellenstorfi* 等种是北大西洋深层水(NADW)的标志；*Epistominella umbonifera*＝*Osangularia umbonifera* 和*Oridorsalis umbonatus* 是南极底层水(AABW)的代表；而*Hoegludina elegans* 和 *Uvigerina* 等是中层水的特色种。在北大西洋西部，对表层沉积物中的底栖有孔虫作Q型因子分析，发现与这三种水团相关的有孔虫组合正标志着水团分布的基本格局(图3－11)。



图3－11北大西洋西部现代底栖有孔虫组合的分布

(Schnitker,1974)

有孔虫组合是通过Q型因子分析确定的。

另外，根据北大西洋海底柱状样的分析，在末次冰期(17000年前)三个底栖有孔虫组合的分布与今大不相同(图3—12)；而间冰期(120,000年前)却与今相似(图3—13)。例如，间冰期分布在3000米以上浅水域的*Hoegludina*组合，在冰期时却占据了大约40°N以北的全部盆地；而冰期各个组合分布的深度界线都比间冰期的深，最大差距可达2500米。这种差别的原因显然不在于海洋深度，即深度与生物组合之间并不存在必然的联系，而在于当时古水团的分布发生明显的变化。据推测，在冰期，由于形成大西洋深层水NADW的主要海区挪威海已被冰盖所封，致使NADW及相关的 *E.exigua* 有孔虫组合的分布大为缩减。而在当时的北大西洋盆地内，形成类似于环

极地深层水的水团，并使与其相关的 *Hoegludina* 有孔虫组合扩展到盆地的较深水区(Schnitker 1974).

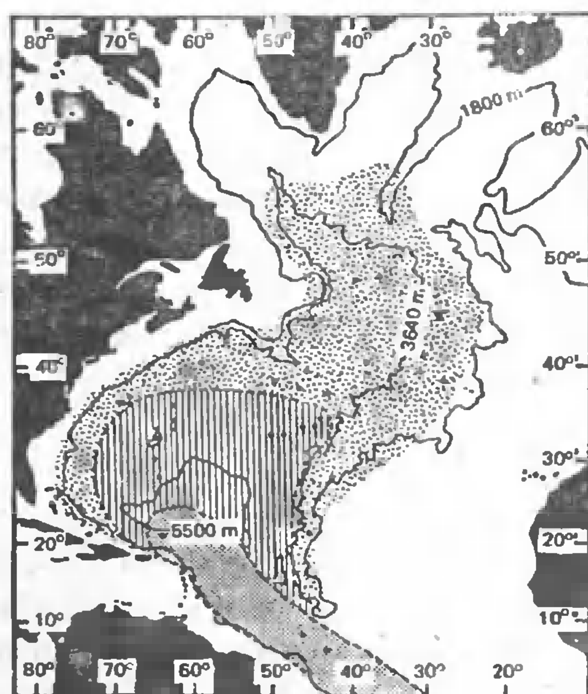


图3—12 北大西洋末次冰期(17,000年前)底栖有孔虫组合的分布

(Schnitker,1974)



图3—13 北大西洋间冰期(120,000年前)底栖有孔虫组合的分布

(Schnitker 1974)

在其他各大洋中，底栖有孔虫组合与水团的关系也和大西洋相似，只是各自的属种组成和深度范围有所不同。现代各大洋水团的底栖有孔虫组合，可简单归纳在表3—1内。

底层水的另一重要微体古生物标志是介形虫。现代各深海大洋的介形虫组合大体一致，这在一个世纪以前《挑战者号》环球调查后便已发现。这些深海介形虫分布在500米到4000多米的深处，水温均在10°C以下，尤以4°C左右的水体最为典型，与暖水属种不同，故被称为"冷水圈(psychrospheric)"介形虫。据Benson(1979)所列，典型的冷水圈介形虫计有：*Poseidomanicus major*, *Bradleya dictyon*, *Quasibuntonia sulcifera*, *Henryhowella asperimma*, *Brachycythere? mucronalatum*, *Abyssocythere casca*, *Aegenocythere spinosa*, *Bythoceratina scaberrima* 等种(图3—14)，几乎都是壳壁薄而具强烈纹饰的大个体类型。

然而，现代大洋的"冷水圈"介形虫群并非自古已然。追溯大洋地层中化石群的变化，发现此类冷水圈介形虫只是从始新世(距今约4000万年前)才出现，而在此以前的白垩纪与第三纪初期，深海介形虫化石群并不具有冷水的面貌(Benson,1975).根据50个深海钻孔的分析，白垩纪深海介形虫群属于"暖水圈(thermospheric)"类型。在暖水圈介形虫群经历了一段逐渐衰亡时期以后，冷水圈介形虫群于4000万年前开始形成，而在中始新世晚期大为加速，但此时仍在洋盆深处生活，到渐新世晚期才在较浅水(如1200米处)出现。这表明当时的中层水主要来自特堤斯洋产生的原北大西洋深层

水(Proto-NADW),而洋盆深部水体则与后期形成的南极底层水AABW有关。这样,新生的"冷水圈"与衰亡中的"暖水圈"相互竞争,直到五、六百万年前的墨西拿盐度危机时这种争夺才告结束(Benson et.al,1983)。归纳起来,在最近的七千万年期间,全球深水介形虫属分异度的急剧变化,揭示了四大古海洋学事件:白垩纪末(6,600万年前)15%属的绝灭;晚始新世(4,000万年至3,800万年前)深海"冷水圈"介形虫群的形成;中新世中期(1,400万年前)因南极变冷导致的南大西洋介形虫群的重大变化;中新世末至上新世初(600万年至350万年前)墨西拿事件和巴拿马地峡形成引起的变化(Benson,1986)。

表3－1 各大洋水团的底栖有孔虫标志种 *(Douglas & Woodruff,1981)*

印度洋		大西洋		太平洋		南大洋	
水团	标志种	水团	标志种	水团	标志种	水团	标志种
		中层水	*Uvigerina* * *Hoegludina elegans* *Ehrenbergina*	太平洋中层水	*Uvigerina* * *Hoegludina elegans* *Gyroidina*	>850米 环南极深层水	*Eponides weddellensis* *Bulimina aculeata*
>2500米 印度洋底层水	*Epistominella exigua* *Uvigerina*	>500－2000米 北大西洋深层水	*Epistominella exigua* * *Cibicidoides wuellerstorfi* *C.kullenbergi* *Globocassidulina subglobosa* *(Uvigerina)*	>2500米 太平洋深层水	*Epistominella exigua* * *Pullenia quinqueloba* * *Melonis* * *Favocassidulina* *Epistominella umbonifera* *	>2000米 南极底层水	*Epistominella exigua* * *Eponides weddellensis* * *Bulimina rostrata* *pyrulina extensa* *Oridorsalis umbonatus* *
>3000－4000米 南极底层水	*Epistominella umbonifera* *Cibicidoides wuellerstorfi* *Globocassidulina subglobosa* *Pullenia bulloides* *Oridorsalis umbonatus*	>4000米—2000 南极底层水	*Epistominella umbonifera* *Oridorsalis umbonatus*	>3500米 太平洋底层水	*Epistominella umbonifera* *Epistominella exigua* * *Pullenia bulloides* *Cibicidoides wuellerstorfi*		

*表示主要代表

在浅海陆架地区,没有特殊的底层水或深层水,往往是表层水或沿岸冲淡水直接覆盖着海底,因而底栖的有孔虫和介形虫可以用于指示浅海区的海流与水团的分布。

Ishizaki(1977)通过东海表层沉积中介形虫数据的因子分析结果,得出以*Loxoconcha sinensis*,*Xestoleberis foveolata*和*Neonesidea villosa* 为代表的介形虫组合可以表征黑潮暖流;然后又将日本晚上新世、更新世地层中的介形虫组合与其进行比较,认为当时已具备黑潮的特征。

近年来,我国岸外海区的调查表明,在北起鸭绿江口南至北仑河口的纬度20度的跨度范围内,沿岸水团的有孔虫、介形虫组合相当接近,都含有*Ammonia beccarii* vars.,*Elphidium*

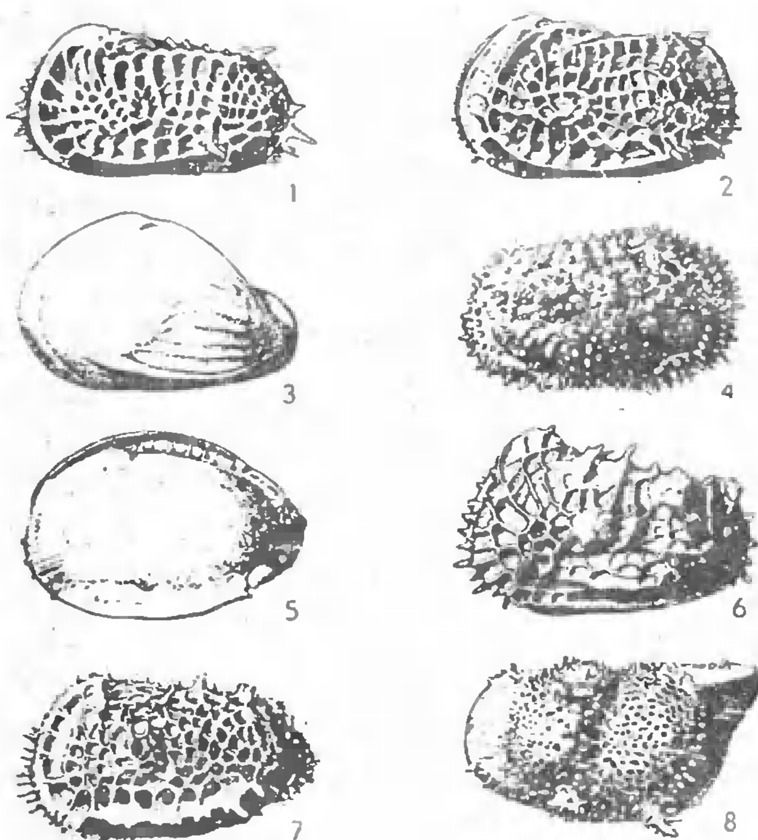


图3－14典型的冷水圈介形虫

1. Poseidonamicus major, 2. Bradleya dictyon, 3. Quasibuntonia sulcifera, 4. Henryhowella asperimma, 5. Brachycythere? mucronalatum, 6. Abyssocythere casca, 7. Agrenocythere spinosa, 8. Bythoceratina scaberrima. (Benson,1979)

advenum,Sinocytheridea latiovata,Neomonoceratina crispata, Bicornucythere bisanensis,等主要分子,反映了相对低盐、低温的共生特征;而东海、南海的外海水团由于具有明显的分层结构,各层次的水团相应有不同的底栖有孔虫组合(表3－2)。但在各海区,这些水团可以盘踞在不同的深度范围内,而与它们相关的有孔虫、介形虫也相应地出现在不同的深度内。如***A.beccarii*** vars.***S. latiovata*** 组合在苏北岸外分布在20米等深线以内,到浙江岸外却达50米等深线,其原因就在于苏北沿岸水层较薄(<20m),而江浙沿岸水则较厚(50米)。又如***Hanzawaia nipponica*** 在南海北部出现于内陆架(<50米)区,到南黄海却限于50米等深线以下,这是因为南黄海水深50米以上的海区受冷水团控制,50米以下才有黄海暖流的影响。

实际上,控制着生物群落分布的诸水团间的主要区别,首先在于温度与盐度,因此水团中的生物标志种其实也就是指温种与指盐种。我国近岸海区底栖有孔虫中的指冷种如 ***Buccella frigida*** 和***Eggerella advina*** 等分布在黄海北部,然后随着较凉的黄海沿岸流南下(图3－15),在东海只在晚更新世冰期的沉积中出现;而指暖的类型,如***Pseudorotalia*** 与***Asterorotalia*** 只限于南部海区,而全新世大西洋期和晚更新世间冰期时分布的北界较现代为远,甚至抵达渤海海区(图3－16),反映出水温或海流的重大变化。

表3--2　东海和南海北部外海水团的底栖有孔虫标志种

	东海外海水团	南海外海水团
表层水	*Pseudorotalia indopacifica* *Bigenerina nodosaria*	*Florius japonicus*
次表层水	*Cibicides margaritiferus* *Neoeponides spp.*	*Siphouvigerina proboscidea*
中层水	*Globocassidulina subglobosa* *Bulimina aculeata*	*Uvigerina peregrina*
深层水	*Cyclammina compressa* *Trochammina globigeriniformis*	

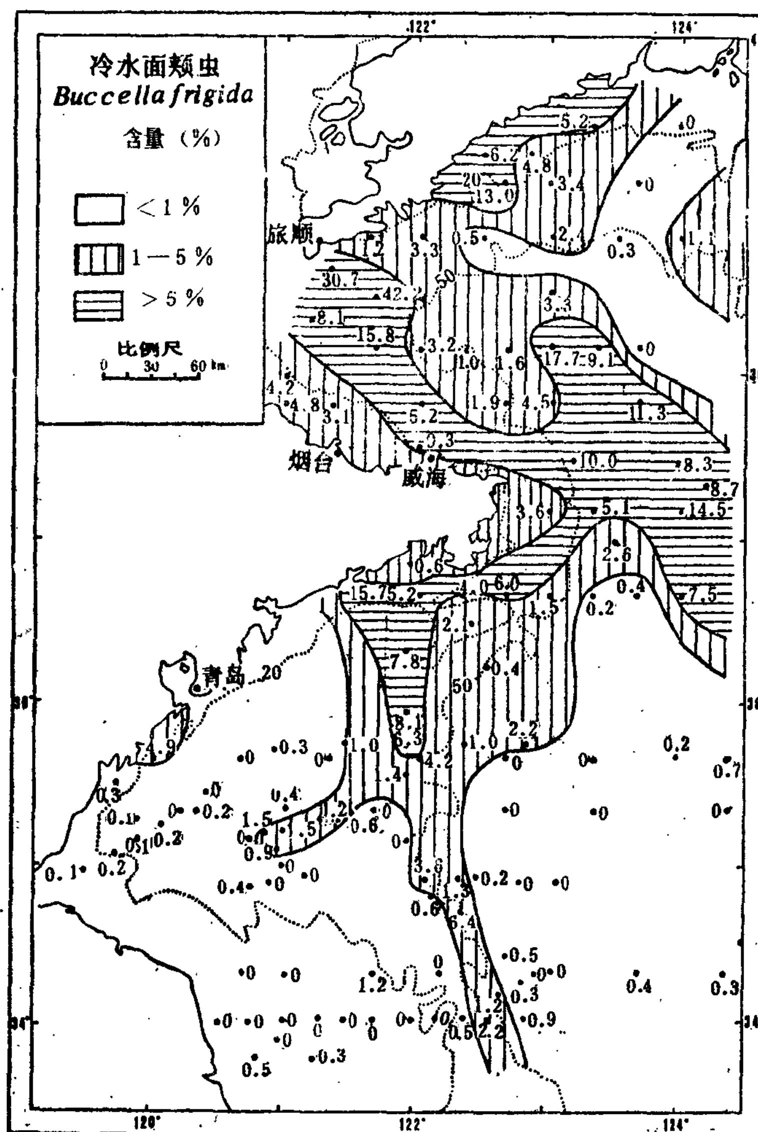


图3--15　冷水有孔虫*Buccella frigida*在黄海表层沉积中的分布

（汪品先等，1980）

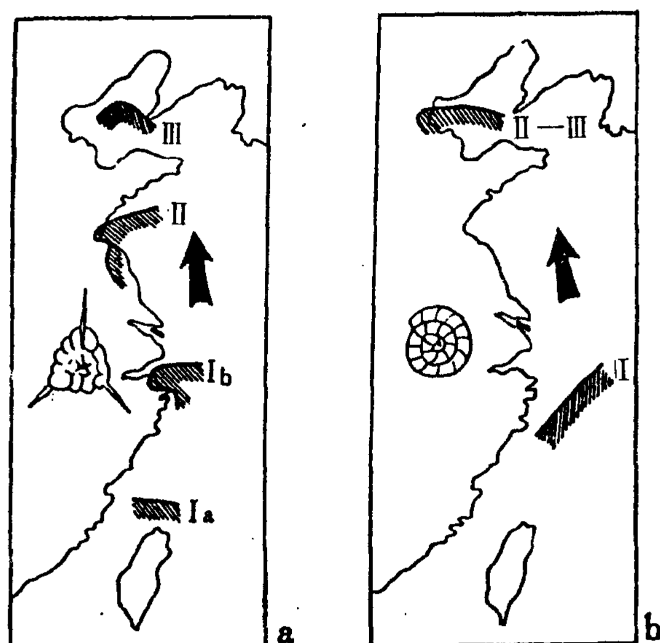


图3－16中国东部海域暖水有孔虫*Asterortalia*和*Pseudorotalia*在第四纪晚期各次海侵中分布的北界

（汪品先等，1981）

I. 全新世：Ia 现代，Ib 大西洋期；
II 晚更新世中期 *Pseudorotalia*海侵；
III晚更新世早期*Asterorotalia*海侵（箭头表示在晚更新世海侵时假定的暖水流方向）。

2.表层水的标志性生物

用来表征表层水特征的浮游微体化石门类众多，其中尤以浮游有孔虫最为重要。不过浮游有孔虫不限于生活在表层水中，有的可以反映数百米甚至上千米深处水体的性质。

（1）浮游有孔虫

大家知道，在现代大洋中，*Neogloboquadrina pachyderma*（左旋壳）和*Globigirina bulloides* 是冷水的标志种，*Globorotalia inflata*是过渡性水体的特征种，而*Globigerinodes sacculifer*与*G.ruber*等则代表暖水环境。综观现代的分布，可以将世界大洋分为极地区，亚极地区，过渡区，亚热带区和热带区（图3－17），与此相对应，存在各自特定的浮游有孔虫组合（表3－3），其中每个种有其不同的温度分布范围（图3－18），从而为古海洋学研究提供了宝贵的资料（Bé,1977）.苏联作者则将大洋浮游有孔虫群分为亚极地、温带、亚热带、热带和赤道热带五类。然后，根据这五类的含量得出18000年前水团的分布图（Оськина 和Блюм，1984）。

浮游有孔虫化石群的组合变化，是海水古温度、古水团和古洋流再造的主要依据之一。通常可利用冷、暖属种的百分含量变化来表征古温度的变化。例如，大西洋区的*Globorotalia menardii*在冰期曾急剧地减少，因而该种在浮游有孔虫种中百分含量的曲线，在加勒比海区曾被用作区别第四纪冰期与间冰期的标志。为避免单种百分含量受其他因素的干扰常常还采用两个种，如*G.bulloides/N.pachyderma* 或*G.menardii/ G.inflata* 的比值来表示不同纬度带的温度变化。有时，可将各个优势种的相对频率组合成综合性的曲线，并配以壳体旋向等资料，相互印证，对古气候与古洋流的变动作出较可靠的分析。图3－19是加利福尼亚森特维尔海滩剖面上新世——更新世浮游有孔虫的半定量综合曲线图，图中各种曲线呈协调同步的变化。在上新世中期，整个加利福尼亚寒流系统中曾出现过以*Globorolatia inflata* 为代表过渡性水团组合，表明这里曾出现过一次重要的暖水注入事件（Kennett,1982）。

（2）钙质超微化石

在再造古水文条件的研究中，钙质超微化石的重要性仅次于有孔虫。在北大西洋，根据水层中颗石藻的分布，可以分为四个纬度带：热带，以*Umbellosphaera irregularis, Cyclolithella annula,*

*Calcidiscus fragilis*及*Umbellosphaera tenuis*等为标志种；亚热带组合以*Rhabdosphaera stylifer, Umbellosphaera tenuis, Discosphaera tubifera* 和*C.annula*为代表；过渡带组合则以*Gephyrocapsa oceanica,Emiliania huxleyi,* 以及*Calcidiscus leptoporus* 的数量增加，*Coccolithus pelagicus*少量出现为特征，亚寒带组合仅由*C.pelagicus*和*E.huxleyi*等二、三个种组成。这四种组合相当于热带湾流水团、北大西洋亚热带水团、北大西洋漂流水和亚北极水团。重要颗石藻的温度分布范围如图3－20所示。

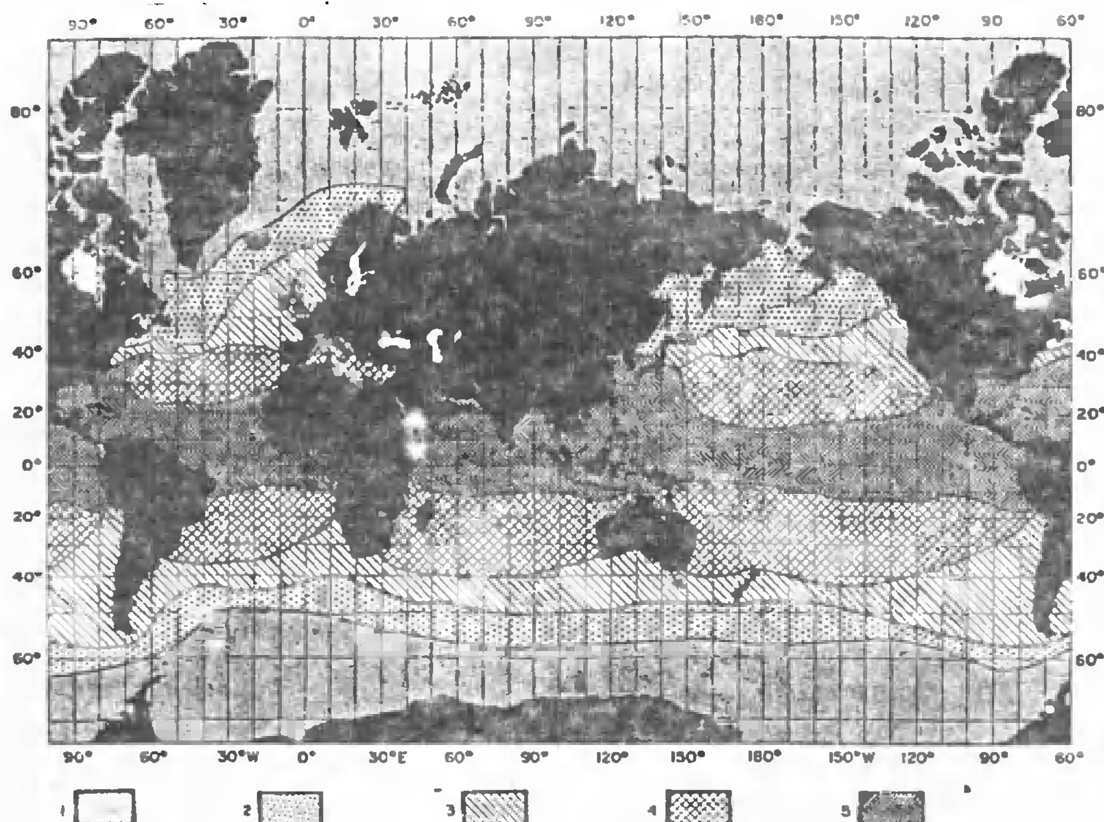


图3－17.现代浮游有孔虫(活体)分布的五个带

1.极地带，2.亚极地带，3.过渡带，4.亚热带，5.热带。属种成份见表3－3　(Bé,1977)

图3－18　现代浮游有孔虫主要种的温度分布

(据 Bé,1977 修改)

太平洋海区，根据较浅水(即未强烈溶解)的表层沉积分析结果，可分出相当于赤道水团、中央水团、过渡水团和亚北极水团的四个钙质超微化石组合(Roth & Coulbourn,1982)(表3－4)。而东海冲绳海槽底质中的超微化石组合与北太平洋中央水团的相当(Wang & Samtleben,1983).

太平洋与北大西洋的分带，大体上也适用于其他大洋。苏联Ушакова(1977)将世界大洋分成五个颗石藻组合带：北方带、北亚热带、赤道带、南亚热带及南方带，也同样表明了纬度与洋流格局对超微化石的控制。

因此，超微化石与温度、水团的这种联系，也可用来作古海洋学再造。例如，McIntyre(1967)比较了北大西洋现代与末次冰期中期(距今24,000年)八种指温性超微化石的分布，发现冰期时，各种水团、洋流的分布界线平均向南移动纬度15°。把钙质超微化石与浮游有孔虫的资料结合起来，在那里可分辨出北极、亚北极、过渡带和亚热带四种组合。根据其在地层中的分布变化可以了解在近225,000年以来曾有六次北极水团向南扩张和六次亚热带水团向北扩张的历史(图3－21)(McI ntyre et.al,1972)

表3-3　现代世界大洋浮游有孔虫五大组合的属种组成

组合	优势种、特征种	共生种
极地	*Neogloboquadrina pachyderma*(左旋)	*Globigerina quinqueloba* *G. bulloides* *Globigerinita uvula* *G. glutinata*
亚极地	*Globigerina bulloides* *Neogloboquadrina pachyderma*(右旋) *Globigerina quinqueloba* *Globigerinita uvula*	*Globorotalia scitula* *G. inflata* *Globigerinita glutinata* *Globortalia truncatulinoides*
过渡	*Globorotalia inflata*	
亚热带	*Globigerinoides ruber* *Globorotalia truncatulinoides* *G. hirsuta* *Globigerinella aequilateralis* *Globigerina falconensis* *Hastigerina pelagica* *Globigerinoides conglobatus* *Globigerinita glutinata* *Turborotalita humilis* *Orbulina universa* *Globorotalia crassaformis* *G. crotonensis* *	*Neogloboquadrina dutertrei* *Pulleniatina obliquiloculata* *Globigerina bulloides* *Globoturborotalita rubescens* *Globorotalia menardii* *Globigerinoides sacculifer* *Globortalia inflata*
热带	*Globigerinoides sacculifer* *Pulleniatina obliquiloculata* *Globorotali menardii* *G. tumida* *Globoturborotalita rubescens* *Candeina nitida* *Neogloboquadrina dutertrei* *Sphaeroidinella dehiscens* *Globigerina digitata* *Globoquadrina conglomerata** *Globorotaloides hexagona** *Globigerinella adamsi** *Globorotalia theyeri* *	*Globiferinoides ruber* *Globigerinella siphonifera* *Globigerinoides conglobatus* *Hastigerina pelagica* *Globigerinita glutinata* *Orbulina universa* *Globortalia crassaformis* *G. truncatulinoides*

* 指印度—太平洋种　　　　(据Bé,1977与*Vincent & Berger,1981*改编)

对更新世以前的地层，难以直接应用现代属种的分布作类比。为此，Haq和Lohmann(1976)取大西洋早第三纪十二个时间片段作超微化石的属种平面分布图，从而得出指示不同温度带的化石组合；再根据这些组合的位置变迁判断古水团与古气候的变化。比如，高、中纬度带的超微化石组合在约5,800万年前，4,800～4,300万年前，3,200～2,700万年前，可能还有3,600万年前曾数度向低、中纬度带推移，显示属气候变冷期；反之，在大约4,900万年前、3,800万年前和2,600万年前低纬度带的超微化石群曾向北推移，指示转暖期。有趣的是现代的冷水指示种*Coccolithus pelagicus*古新世时在赤道海区占优势，这一方面固然说明当时温度可能较低；但另一方面也可能是此种在早第三纪时曾具有与今不同的生态习性，只是在新生代演化过程中才逐渐适应低温条件的。

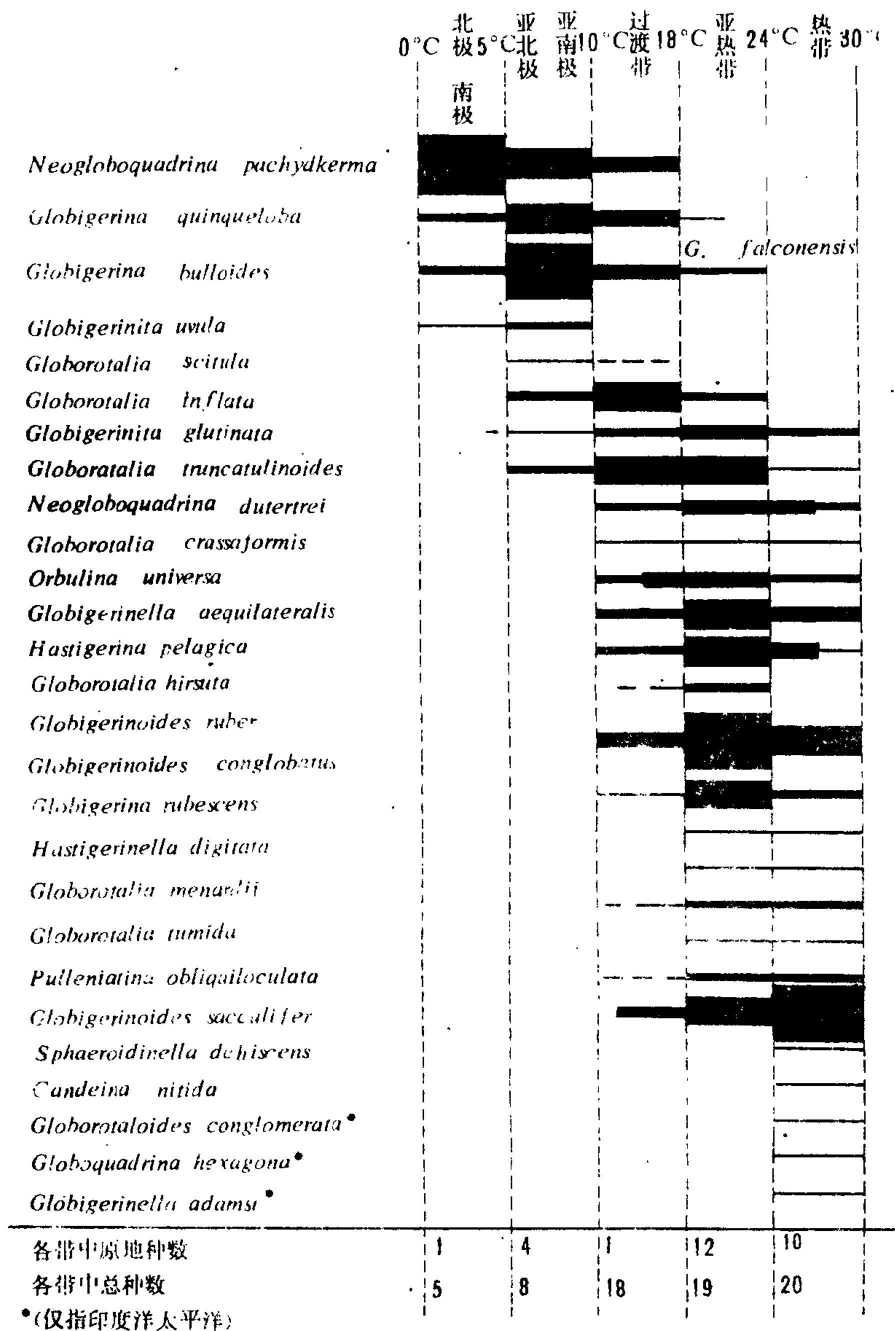


图3—18　现代浮游有孔虫主要种的温度分布

（据Be,1977修代）

此外，也有其他比较简单的方法再造地质时期的古温度。例如，由于第三纪时的盘星石类(discoasters)产于暖水中，而属于颗石藻的叉石类(chiasmoliths)所适应的范围比较广泛，因此可以用盘星石类/叉石类的数量比值来指示温度，比值上升时温度升高，反之下降。在美国东南部统计的结果说明古新世与始新世交界时和始新世末，此值高达9以上，反映为暖期(Siesser,1984).

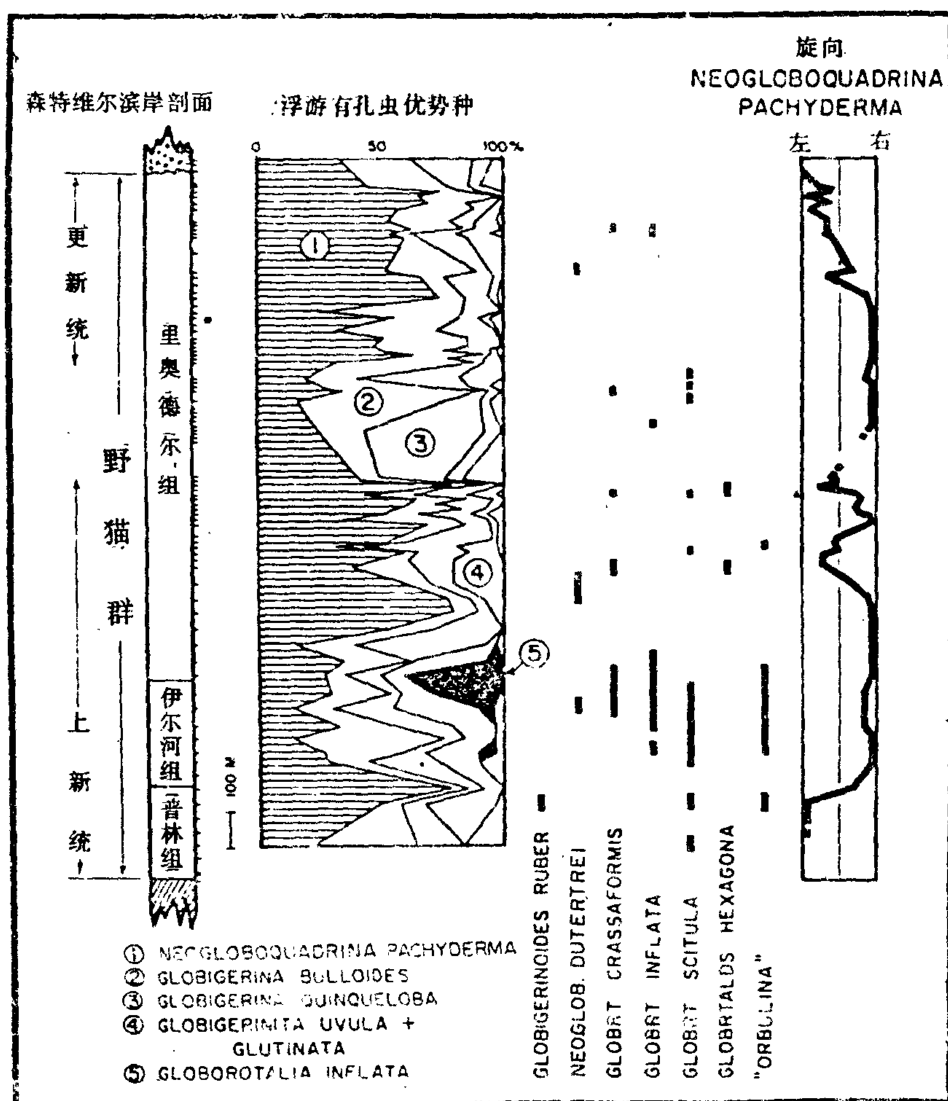


图3－19 加利福尼亚森特维尔海滩剖面

上新世——更新世时期浮游有孔虫的定量变化(转引自*Kennett,1982*)

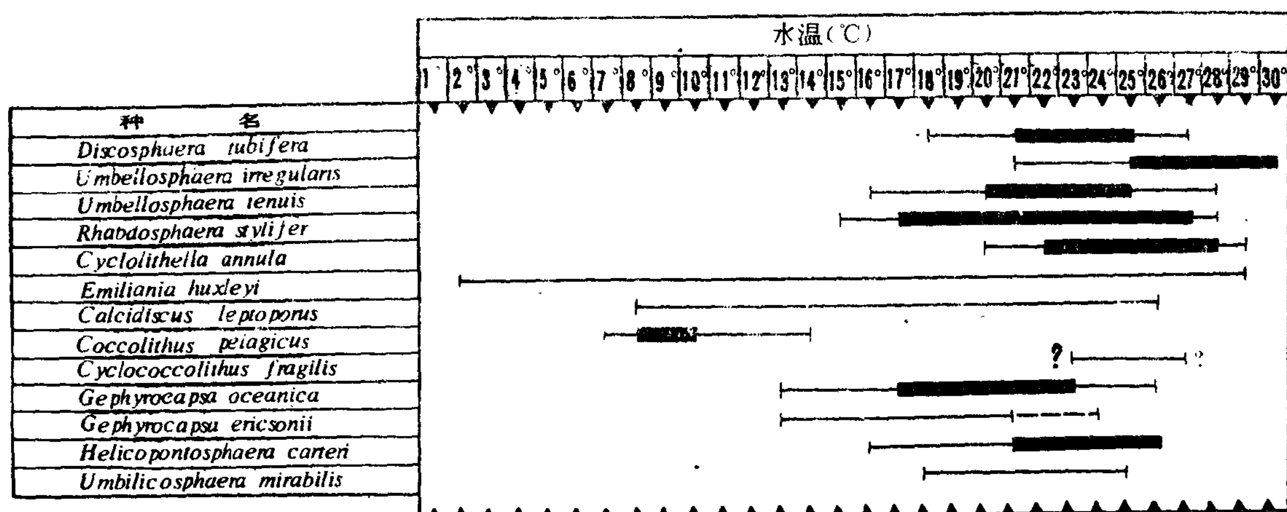


图3－20颗石藻生活的水温范围

(粗线表示最宜水温范围)(据*McIntyre & Be,1967*)

表3－4　太平洋表层沉积中四种钙质超微化石组合的主要成分

种　　名	赤道水团	中央水团	过渡水团	亚北极水团
Coccolithus pelagicus		0.1	4.9	57.8
Gephyrocapsa caribbeanica	3.3	2.7	42.8	21.3
Calcidiscus leptoporus	6.8	2.9	12.9	6.0
Emiliania huxleyi	24.9	42.6	30.0	10.8
Umbilicosphaera sibogae	12.9	3.6	1.9	
Helicosphaera carteri	3.6	3.0	1.0	
Gephyrocapsa oceanica	38.9	28.7	3.2	3.0
Oolithothus fragilis	1.4	0.6		
Umbellosphaera tenuis		1.9		
Syracosphaera histrica	0.1	0.8		
Umbellosphaera irregularis	2.2	1.5	0.1	0.1

数字表示各个种百分含量　　　　(Roth & Coulbourn,1982)

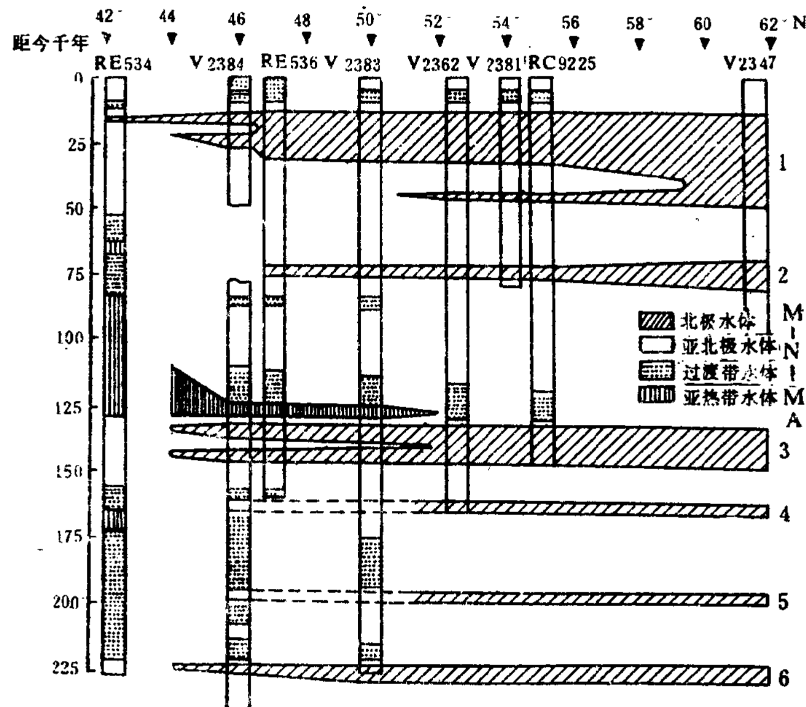


图3－21　近225,000年来北大西洋北极极锋的南北迁移

(McI ntyre et al,1972)

(3)放射虫

放射虫的某些属种和水团有着密切的关系。例如，*Antarctissa strelkovi*和*Lidthelius nautiloides* 只限于南极水中，而*Euchitonia elegans*等则是热带水域所特有(Петрушевская 1969)。又如，在南加利福尼亚岸外和太平洋其他海区，*Cornutella profunda*和*Cyrtopera languncula*是北太平洋中层水团的标志，*Peripyramis circumtexta,Siphocampe erucosa*与*Spongopyle osculosa*是北太平洋中央水团的标志。因此，Ciesielski和Grinstead(1986)能够根据放射虫化石群的变化讨论上新世南极辐合带在西南大西洋的位置移动，再如亚极地分布在大洋表层的冷水种，当相应水团朝赤道方向潜入深部时，也随着转向深层水中，当水团的布局发生季节性变化时，放射虫组合的分布也随之变更。象南加利福尼亚岸外，200米以浅的水层中，由于赤道水、

亚北极水与北太平洋中央浅层水在不同季节进入本区，因而该水层中的放射虫组合呈现强烈的季节变化；而200－500米为过渡－中央水，500～1000米为亚北极中层水，很少显示季节变化，因而放射虫组合也比较稳定(图3－22，表3－5)(Casey,1977)。这种季节性变化也反映在圣巴巴拉(Santa Barbara)盆地的缺氧沉积中，那里呈现2毫米左右的季节纹理。夏季时形成以浮游有孔虫壳为主的浅色层，放射虫以赤道组合的分子为主；冬季时形成深色层，亚北极和过渡水组合的影响突出(Casey,1971)。

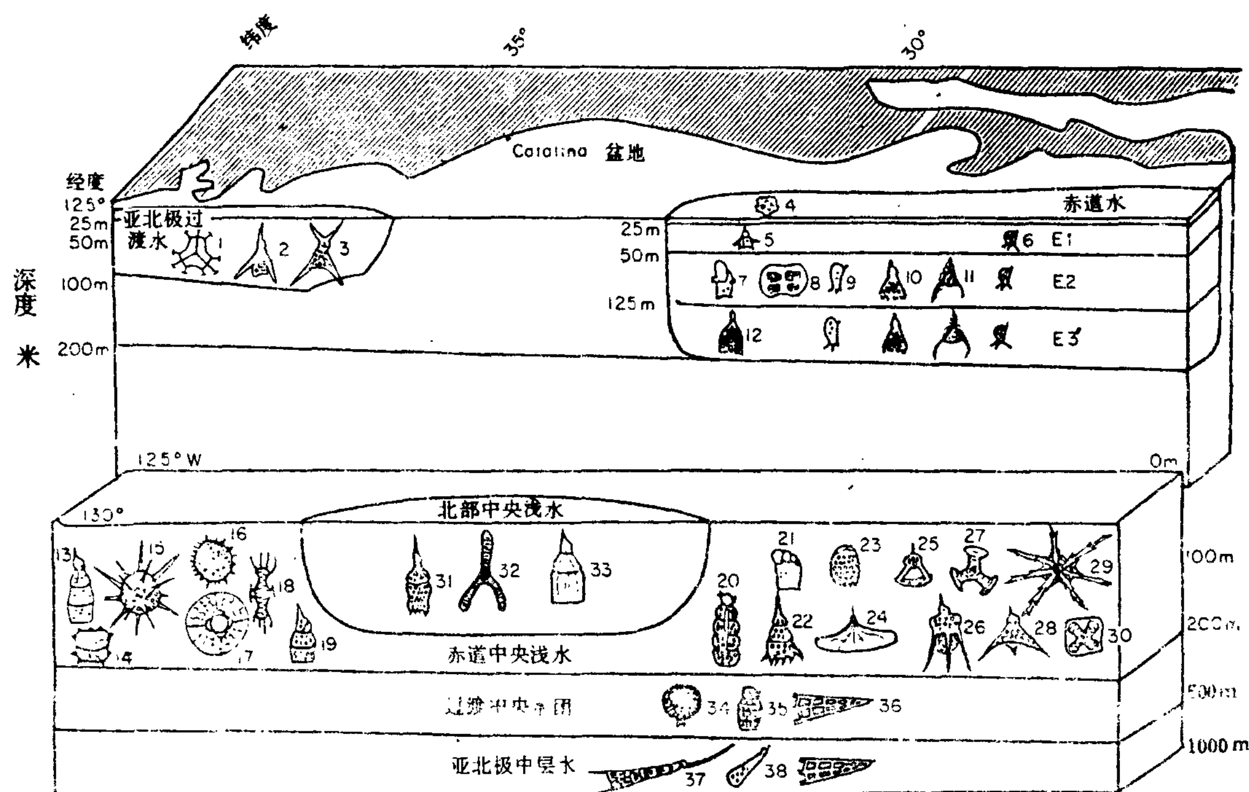


图3－22南加利福尼亚岸外放射虫分带及其季节性变化

(Casey,1977)所示种的名称，请按编号查表3－5。此图系据Casey,1966改编而成，所示放射虫组合分布与表3－5稍有出入，如*S.glacilis*与*S.streptacanthum*所属组合不尽一致，此时请以表3－5为准。

此外，放射虫也可以指示海岸上升流，如南太平洋秘鲁沿岸的沉积物中，*Polysolenia murrana*以及*Cenosphaera*(?) sp. 与上升流密切相关；前者指示由赤道水补给的上升流区，后者指示由亚南极即温带水补给的上升流区(Molina－ceuz,1984)。

运用放射虫测古温度的较早期方法是将放射虫的种分为暖水种，过渡水种与冷水种三类。分别统计样品中各类的个体数之后，便可求得放射虫温度指数(T_R)：

$$T_R = \frac{X_w}{X_w + (X_t + X_c)} \times 100$$

式中X_w为暖水种个体数，X_t为过渡水种个体数，X_c为冷水个体数(Nigrini,1970)。在赤道太平洋区，用这种指数作出的近三十万年的古温度曲线与$CaCO_3$百分含量曲线一致(Johnson & knoll,1974)。

更加简便的方法是用单个指温种的比例，如*Antarctissa strelkovi*的百分含量可以和浮游有孔虫*Neogloboquadrina pachyderma*的百分含量一样用来指示古水温，高含量时代表冷期；而放射虫*Cyclodophora davisiana*的百分含量曲线也与之相似(Williams & Keany,1978)

表3－5　太平洋表层沉积中代表不同水团的放射虫组合

组　　合	代表性种
亚北极一过渡水	*Pterocanium sp.*(3) *Sethophormis rotula*(1) *Spongotrochus giacilis* (15)
过渡水	*Pterocorys horundo* (2) *Hexadoridium streptacanthum* (29)
亚北极中层水	*Cornutella profunda* (38) *Cyrtopera langungula* (37)
过渡一中央水	*Preipyramis circumtexta* (36) *Siphocampe erucosa* (35) *Spongopyle osculosa* (34)
中央浅层水	*Calocyclas amicae* (31) *Euchitonia furcata* (32) *Eucyrtidium hertwigii* (33)
赤道水	*Acrosphaera murrayana* (4) *Acrobotrissa cribrosa* (7) *Amphispyris costata－torax* (8) *Anthocyrtidium cineraria* (10) ?*Clythrocorys murrayi* (11) *Dictyoceras vichowii* (5) *Eucecryphalus sp.* (12) *Lithomelissa monoceras* (9) *Peridium spinipes* (6)
赤道－中央浅层水	*Spongotrochus brevispinus* (16) *Botrycyrtis sp.* (21) *Carpocanium sp.* (23) *Clathrocanium ornatum* (25) *Dictyocoryne profunda* (27) *Eucyrtidium hexagonatum* (13) *Lamprocyclas maritalis* (22) *Larcospira quadrangula* (14) *Lithamphora furcaspiculata* (20) *Litharachnium tentorium* (24) *Pterocanium praetextum* (26) *Pterocanium trilobum* (28) *Theoconus zancleus* (19) *Theophormis callipilium* (17) *Spongaster tetra* [illegible] *Spongocore puella* (18)

（注：孔号内系图3－22中各种的号码）　　　　（据Casey,1971,1977编）

表3－6　太平洋表层沉积中的硅藻组合

硅藻组合	主　要　种
北极北方组合	*Thalassiosira nordenskioldii* *T.　gravida* *Bacterosira fragilis* *Chaetoceros furcellatus* *Bidulphia aurita*
北方组合	*Thalassiosira excentrica* *Coscinodiscus curvatulus* *C.　marginatus* *Actinocyclus divisus* *Rhizosolenia hebetata* *Thalassiotrix longissima* *Denticula seminae*
亚热带组合	*Thalassiosira decipiens* *T.　lineata* *Coscinodiscus radiatus* *Thalassionema nitzschioides* *Pseudoeunotia doliolus* *Roperia tesselata* *Nitzschia bicapitata* *N.　interrupta* *N.　sicula*
热带组合	*Coscinodiscus crenulatus* *C.　nodulifer* *Hemidiscus cuneiformis* *Thalassiosira oestrupii* *Rhizosolenia bergonii*
赤道组合	*Asteromphalus imbricatus* *Coscinodiscus africanus* *Triceratium cinnamoneum* *Asterolampra marylandica*
亚南极组合	*Fragilariopsis antarctica* *Coscinodiscus lentiginosus* *Thalassiotrix antarctica* *Schimperiella antarctica*
南极组合	*Fragilariopsis curta* *F.　cylindrus* *Eucampia balaustium* *Thalassiosira gracilis* *Charcotia actinochilus* *C.　oculoides* *C.　symbolophorus* *Biddulphia weissflogii*

（据*Jouse et.al.*,1971资料编）

(4)硅藻

根据太平洋表层沉积分析，苏联学者(Jouse at.al,1971)分出七个现代硅藻组合(表3－6)，各自分布在不同的纬度区，代表不同的水温等条件。这些组合的硅藻属种可以用来追索水团的位置。如南极组合的特征分子*Eucampia balaustium,Coscinodiscus lentiginosus*和*Thalassiosira gracilis*等在沉积物中的分布被用作南极底层水(AABW)在南太平洋萨摩亚群岛以南分成两支北上的证据之一；在大西洋和印度洋也可以用硅藻追踪出南极底层水的流路(Schrader & Schuette,1981)。

在缺乏钙质微体化石的极地附近高纬度海区，多用硅藻化石组合指示古海洋学环境。如对白令海底柱状样的硅藻分析表明，在末次冰期白令海盆地每年有几个月被海冰覆盖，到17000年前随着海平面上升，阿拉斯加海流注入，海冰缩小到今日规模。整个布容正向期亚北极太平洋海区的硅藻组合演变历史，说明当时低温、低盐的亚北极环流逐渐扩大，亚北极极锋逐渐南移，其中在49万年和25万年前这种变化突然加剧(Sancetta,1983).最近美国Sancetta和Silvestri(1986)运用北太平洋指示不同水团的各种硅藻组合以及水团和气团之间的密切关系，推断该区上新世－更新世水－气体系的演变模式，是利用硅藻研究古洋流的进一步发展。

(5)翼足类

现代翼足类的属种分布也与温度相关。两极海区仅有*Limacina helicina*一种，而热带海区的属种丰富得多。现代大洋中主要翼足类属种的温度分布如表3－7所示。

某些翼足则是特定水团或海流的标志。例如，*Limacina helicina*是极地水的标志；*L.retroversa*主要见于拉布拉多寒流与亚北极水中；*L.bulimoides*在南大西洋本格拉洋流中大量出现；*L.trochiformis*与*Creseis conica*是墨西哥湾流中的主要类型(Chen,1971).

在红海、地中海等内海的第四纪地层中，翼足类化石是冰期、间冰期旋回的良好标

表3－7 现代大洋中翼足类的温度分布

暖水种	冷温水种	极地冷水种
Cavolinia gibbosa		
C. globulosa		
C. inflexa		
C. longirostris		
C. tridentata		
C. uncinata		
Clio cuspidata		
C. polita		
C. piramidata convexa	C. pyramidata pyramidata	
Creseis acicula		
C. virgula		
C. conica		
Cuvierina columnella		
Diacria quadridentata		
D. trispinosa		
Hyalocylix striata		
Sryliola subula		
Limacina bulimoides	Limacina retroversa	Limacina helicina
L. inflata		
L. lesuerii		
L. trochformis		
Peraclis spp.		

志(Herman,1971)。例如，在地中海用地层中亚北极种*Limacina retroversa* 与暖水种*L.inflata L.trochiformis* 和*Creseia virgula*的含量百分比，求得气候曲线，揭示出在80万年前气候变暖，翼足类由亚北极组合变为热带、亚热带组合(Buccheri,1984)

翼足类的壳体脆弱，且由文石质组成，十分易于溶解，所以在大洋沉积中的分布受到限制，保存亦不完全。而其他钙质微体生物也由于抗溶性不同，遭受溶解时，保存状态不一，化石组合改变的程度各异。这一点，在利用生物标志种与标志性组合研究古水温、古水团时，应予注意。

二、非种方法

标志种或标志性生物组合固然是微体化石用于古海洋学的基本方法，但是由现代属种组成的化石群，只有在挽近地质时期才能遇到，因而在较老地层中直接与现生种相比较的方法将受到一定的限制，以化石群的群落结构或化石种群的形态特征为基础的非种方法，不受地质时代与属种演化的限制，具有更加广泛的应用范围。

1.群落结构

化石群的分异度、优势度、均衡度* 等都具有指示环境的价值，其中尤以分异度最为重要，化石群的分异度(diversity)是指生物群落中分类单元(如属、种)多样化的程度。其计算方法很多，大体可分为两大类：一是简单分异度，是指在一标准化的样品内化石群中分类单元(种、属、科)的数量，最常用的是种数；二是复合分异度，为既反映分类单元的数量，又考虑各分类单元的个体数分配情况的某种指数，需要专门的定量分析才能求出。简单分异度虽然有较大的局限性，但分析简便，数据易于取得，因此应用范围十分广泛。

分异度之用于古海洋学，其根据是现代生物群的分异度与纬度、温度、盐度、深度等环境因素有密切联系。在开放性大洋中，盐度的变动十分微弱，处于各类海相生物的容忍范围以内，因而对生物群的种数的影响谅不会太大；但温度和纬度对生物群的种数影响甚大。简单分异度随着纬度的增加而降低，这种趋势几乎在所有生物门类中都有记载。有孔虫、超微化石、珊瑚、苔藓虫、双瓣类、腹足类、挠足类及被囊动物等海相生物的分异度，在赤道两侧均显示出近于对称的分布格局：低纬区分异度高；高纬区分异度低(Schopf,1980)。

现代浮游有孔虫共计约30～50种，在不同的纬度出现的种数向两极递减(表3－8)。在两极海域通常仅有一、二个种能适应极其寒冷的环境，如厚壁新方球虫*Neogloboquadrina pachyderma*可生活在－1°C的水体中；向热带海域则可增至25个种左右

表3－8　不同纬度区的现生物浮游有孔虫种数

纬度区	北极区	亚北极区	冷水－温水区	亚热带	热带	亚热带	冷水－温水区	亚南极区	南极区
种数	7	8	9	27	22	27	9	9	7

(据Bê,1977资料编)

分异度向赤道方向递增的现象，可能是由于生态环境渐趋稳定而适宜生物繁殖，这样，种间竞争也越益剧烈，使得生态上的"专门化"加强，新属、新种不断涌现，共存的种数增多；或者是由于热带地区较上层水柱中成层性程度的增加，造成空间环境上的多样化所致(Kennett,1982)。

除了纬度外，温度还受到其他因素，如洋流体系的控制。Stehli(1965)曾将海洋中浮游有孔虫的种数分布图进行二次趋势面分析，发现在趋势面图上种数等值线几乎和纬度相平行，反映了温度的全球性分布主要取决于纬度。而在该趋势面分析偏差部分(剩余值)的种数等值线图上，可以发现那

* 同济大学海洋地质系，1976。化石群的分异度与古地理分析。

些区域异常带恰好与现代洋流的布局相符，即偏差等值线图上的正值区恰是暖流分布区，负值区为寒流分布区。由此可见，受海水温度控制的浮游有孔虫的分异度是受到纬度与洋流两大要素的支配。

底栖有孔虫的分异度也能反映古温度，同样有向赤道增大的趋势。我国诸海的现代浅水底栖有孔虫，以南海的种类最多，东海次之，黄海较少，渤海最少。北美洲0－100米的浅水底栖有孔虫，在北极区(75°N左右)平均种数为17.2，在新斯科舍半岛以南(43°N左右)为24.2种，到墨西哥东北部(28°N左右)达46.1种。

钙质超微化石与放射虫分异度的分布同浮游有孔虫有很大的相似性。如现代亚寒带钙质超微化石只有2～3个种，而热带、亚热带的种数可增加2倍以上；而大多数放射虫属种仅适应于暖水环境，少量生活在冷水区，因此其分异度也是由赤道向两极下降，且与洋流分布相关。

当在垂向地层剖面上研究微体生物化石分异度的变化时，可以获得古气候、古洋流的重要信息。Thunell (1981)综合了全球大洋古新世至现代浮游有孔虫的分布资料，并结合氧同位素的数据，认为浮游有孔虫种数的变化与新生代古温度的变化曲线有很好的对应关系。例如，始新世与渐新世的分界处(38百万年前)，正值南极海冰开始出现时期，由于南极底层水及洋底"冷水圈"的首次形成，大洋水温骤降约4～5°C，致使浮游有孔虫的种数突然从25个种减少为15个种。其中圆辐虫式、矛棘虫式、圆球虫式及截辐虫式等形态种几近绝灭，幸存者都是简单的抱球虫，从渐新世至早中新世(17－15百万年)，气候转暖，环境适宜，浮游有孔虫的种数再度回升到约25个种，重又出现了圆辐虫式，矛棘虫式与圆球虫式形态，构成近代有孔虫群落的基本面貌。但在中中新世(14～12百万年)时期，南极东部冰盖形成，气候急剧变冷，这一事件不仅使种数再度明显下降，而且使浮游生物群落渐趋形成纬向的带状分布，奠定了现代生物地理分布的基础(图3—23)。

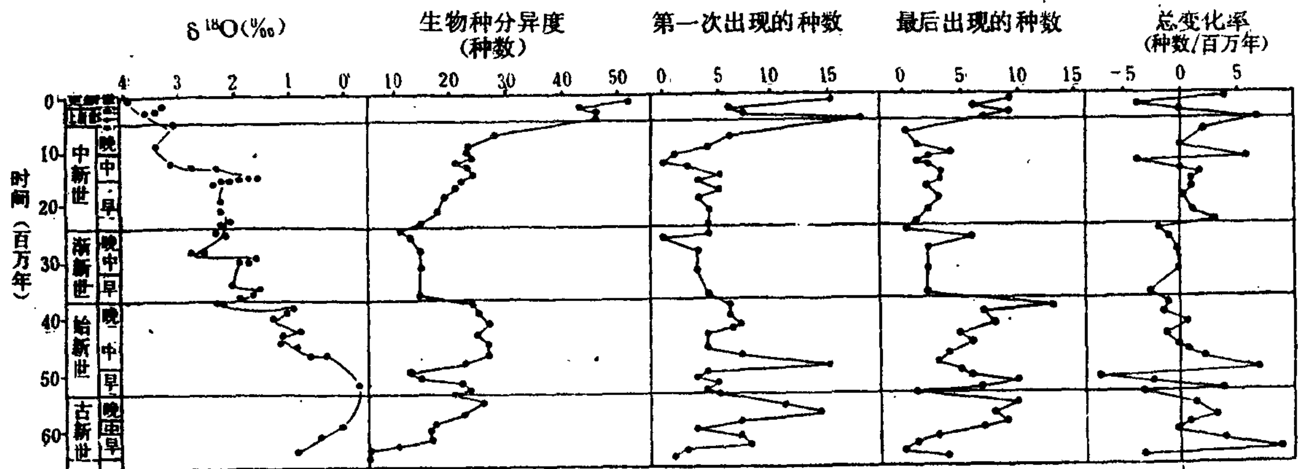


图3－23新生代氧同位素记录与反映浮游有孔虫变化的化石群参数对比图

(Thunell,1981)

和浮游有孔虫一样，钙质超微化石在各个地质时期中总的种数也有显著的变化。如图3－24所示，新生代钙质超微化石的简单分异度数值，大体上有随温度而变动的趋势。

2.形态特征

大洋中，微体生物的生态表型也往往受到环境条件的制约，具有一定的指温、指纬的意义。这包括壳体的形态、壳径、壳面孔隙率、壳体旋向、壳口大小等形态结构的变量。

某些浮游有孔虫的形态特征与表水温度之间存在着一定的依存关系，在不同的气候带可构成递变的梯度种(cline)结构。Kennett(1986)从各主要大洋所采集的50个表层沉积样品中分析了截锥圆

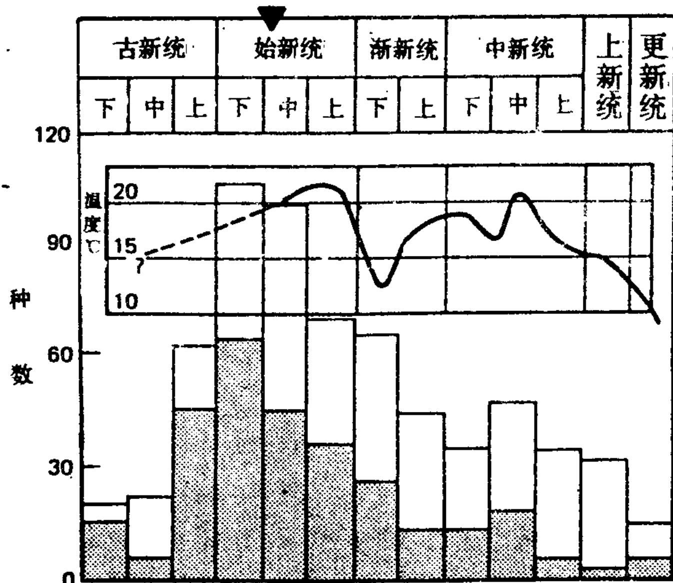


图3－24新生代各时期钙质超微化石的种数直方图(Haq,1973)

灰色部分示新种数，古温度曲线根据新西兰资料作出。

辐虫(*Globorotalia truncatulinoides*)的形态特征，发现从极地到热带具有明显不同的形态类型：热带地区为高锥的圆锥形，冷水区则呈被压扁的形态；从南极水团向北，壳体的平均高度逐渐加大，但背面的凸度却逐渐减小，直至热带、亚热带最终变成平坦甚至凹陷状。同时，还可根据截锥圆辐虫个体平均宽度与高度的比值来指示它们所生活的特定水团：热带—北亚热带水团为1.30～1.38；南亚热带—亚南极北部水团为1.40～1.52；而亚南极南部水团—南极水团北部为1.48～1.55。

许多人还利用浮游有孔虫的壳径来区分不同的水团，研究第四纪的气候变化。例如，泡抱球虫(*Globigerina bulloides*)的平均壳径随着表层水温度的减小而增大。Malmgren和Kennett(1978)通过对中央亚南极及亚热带辐合区的两个第四纪岩芯的研究，发现泡抱球虫的平均壳径在寒冷期较大，温暖期较小。作出的壳径变动曲线与同位素、介壳丰度及旋向等资料几乎完全对应，因而表明壳径也能作为追溯古气候变化的一个参数。他们还进一步建立了泡抱球虫的平均壳径与表层水温度间的换算公式：

T°C(年平均表层水温度)＝－0.1184(壳体平均宽度μm)＋45.06

据此公式计算的表层水温与采用别的参数计算的十分接近。Bé(1976)对印度洋的圆球虫*Orbulina universa*作壳径分析，发现也是随纬度而变化的，但与前者的趋势相反：壳径最大的*O.universa*（600－800微米）出现在热带与亚热带区；中等壳径的(450～600微米)生活于23°S至32°S之间；小于450微米的种群分布在32°S与45°S之间。此外，也发现在地层中这种壳径的变化与第四纪气候变化的节律相对应。

浮游有孔虫壳口大小也具有环境意义。一般来说，在最宜生长的环境中壳口较大，如喜凉的*G.bulloides*随着水温下降而壳口增大；而喜暖的*G.ruber*的主壳口却是向赤道方向弧形增高。在中纬度区，*G.ruber*在冰期壳口小而呈低弧形，间冰期却以壳口大而呈高弧形者为主。此外，如*N.dutertrei*的齿状脐叶在热带最为常见，到亚热带有减少的趋势，而在凉－温水域则明显减弱或消失。此类形态变异在第四纪地层中均可用来指示古水温(Vincent & Berger,1981)。

Bé(1968)还通过电镜扫描研究了浮游有孔虫壳体表面的微细结构，如微孔隙的孔径、密度(单位面积内的孔隙数)及孔隙率(单位面积内的孔隙面积)与水温的关系。他在详尽地测量22个现代浮游有孔虫种的孔隙率后(每个种各分析50个样)，发现孔隙率的大小与所生活的纬度有关：热带浮游有孔虫的平均孔隙率可达18%，亚热带的为10－18%；温带为5～10%，亚极－极地则小于5%。此外，Srinivasan与Kennett(1974)发现*N.pachyderma* 的壳面有结晶加厚现象，而且纬度越高，加厚越明显。在亚南极水中该种的壳面呈网状结构，而在南极水中壳面呈结晶状，被自形方解石菱形体所覆盖。根据柱状样中具网状或结晶状壳面结构的*N.pachyderma*个体比值，他们作出了新生代晚期南半球高纬度区亚南极水团与南极水团的变迁图。

不少浮游有孔虫壳体有左旋与右旋之分，其中有些种的旋向是受温度所控制，有着不同的纬度分布。例如，*N.pachyderma*为冷水种，在高纬区占据优势。然而该种在冷水中以左旋为主，在年平均水温9°C以上的较暖水中，则变为以右旋为主。因此，该种左旋壳与右旋壳的比例是海水温度的良好标志。例如，美国Ingle(1973)对北太平洋东缘北美西海岸外十个中新世晚期以来的地层剖面作了*N.pachyderma* 旋向的统计，据此再造了热带—亚热带水、温带水和亚北极水在该区分布范围的变化历史(图3—25)。由图可见中新世末期相当于墨西拿事件的急剧变冷和更新世冰期急剧变冷的记录。当然，不仅*N.pachyderma*一个种的旋向具有指示环境的意义，其他如*G.truncatulinoides*, *G.crassaformis*等在现代大洋中亦有不同的旋向。印度洋西南部现在 *G.truncatulinoides*呈左旋，但海底柱状样揭示在距今6,000年前有强烈的旋向变化，虽然这种变化的原因及其波及的范围尚待查明(Vincent & Berger,1981)。

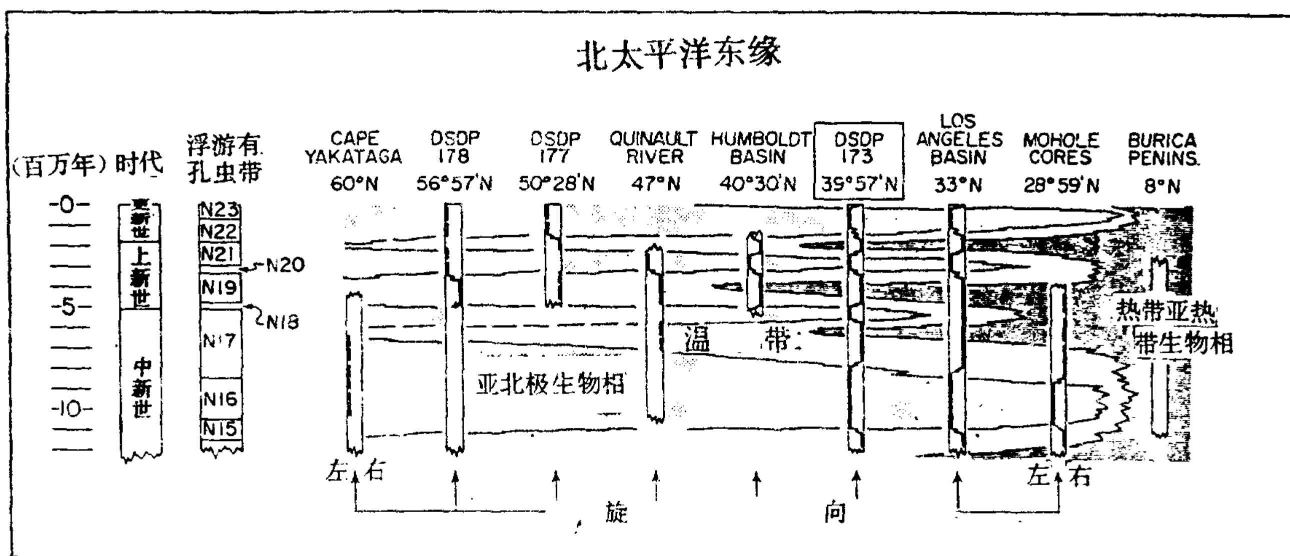


图3—25 北美西海岸外晚新生代地层中*Neogloboquadrina pachyderma*旋向变化所反映的温度变化史(Ingle,1973)

其他微体化石的形态特征也有类似的指温性。例如，超微化石中的*Emiliania huxleyi* 是一广温性种，从低纬度至高纬度区均有分布。但在暖水中，其近极盾的中央区开放，只具一薄的栅状网；而在冷水中，其近极盾中央无孔。又如，南极辐合带的放射虫冷水种*Antaratissa denticulata-A.strelkovi*,其个体胸宽值与年平均表层水温关系密切，两者间相关系数高达0.91，因此可以用其个体的形态变化推断古气候、古水温的历史(Granlund,1983)。

除上述群落结构和形态特征外，壳体的化学分析也被用于古水温的研究。有孔虫壳体中的Mg/Ca比值早已被认为与温度有关，但近来的研究表明其应用价值不大；有孔虫壳体中氨基酸外消旋作用的速率与温度有关(Schroeder & Bada.1976)，地中海第四纪晚期浮游有孔虫壳体的氨基酸外消旋作用，就被用于底层水温变化的研究(Miller et al.,1986).

三、定量研究——转换函数法

上述种种古生物学方法，实际上都只能提供古海洋学的定性结果，如揭示水团的属性、水温的相对高低，但并不能定量地得到温度等具体数值。为进行古水温等参数的定量研究，需要求助于其他方法。目前采用的主要有两种：一是用生物壳体求氧与碳同位素比值的方法，这属于地球化学的范畴；另一是用转换函数法处理微体化石群的定量分析数据，即用数理统计的技术来确立生物组合与古温

度之间的定量关系。

所谓转换函数(transfer function)是指两类数据之间的关系式，这里指微体化石群的数据与当时环境数据之间的关系式：$Ta=f(P1,P2\cdots\cdots Pn)$

式中Ta是推算的温度值；$P1,P2\cdots\cdots Pn$ 分别代表微体化石群中各个种的相对丰度(百分值)。此式的含义是通过各个种相对丰度间复杂函数的计算，求出所需的古温度值。当然，可以想像一种最简单的关系式，例如采用各个种最宜温度的加权平均数的方法。我们知道，在现代海洋中对每一个种来说，都有其最适宜于生活的温度值，此时该种的相对丰度最高。当需要求出某个样品所反映的古温度时，首先求出每个种的百分含量，然而用加权平均数将生物丰度的信息转换为对应的古温度值：

$$Test=\Sigma PiTi/\Sigma pi$$

式中 $Test$ 为所求的温度估算值，Pi为第i种的百分含量，Ti为第i种的最宜温度。十多年前，Berger(1969)提出用浮游有孔虫定量测算古温度的，正是这种方法。

这种计算方法十分简便。比如*Globorotalia inflata* 在北太平洋表层海水年平均温度为17.4°C处含量最高(Coulbourn et. al., 1980)。若某样品中*G. inflata*的含量为15%，则0.15×17.4即为上式中的一项$PiTi$。显然当此种的百分含量越高，$Test$值就越接近17.4°C；反之亦然。在顺利的情况下，用此法求得的古温度值误差在3°C以下(Seibold & Bergfer,1982)。

比较复杂但精确些的方法是考虑一个种的温度分布范围，而不只是其最宜温度值。例如x、y两个种具有不同的温度分布范围和最宜温度，根据这两个种在钻孔中百分含量的垂向变化(图3－26下右，)参照其丰度与温度的关系曲线(图3－26上)便可求得古温度(图3－26下左)。用这种方法可以取得比较精确的定量成果。

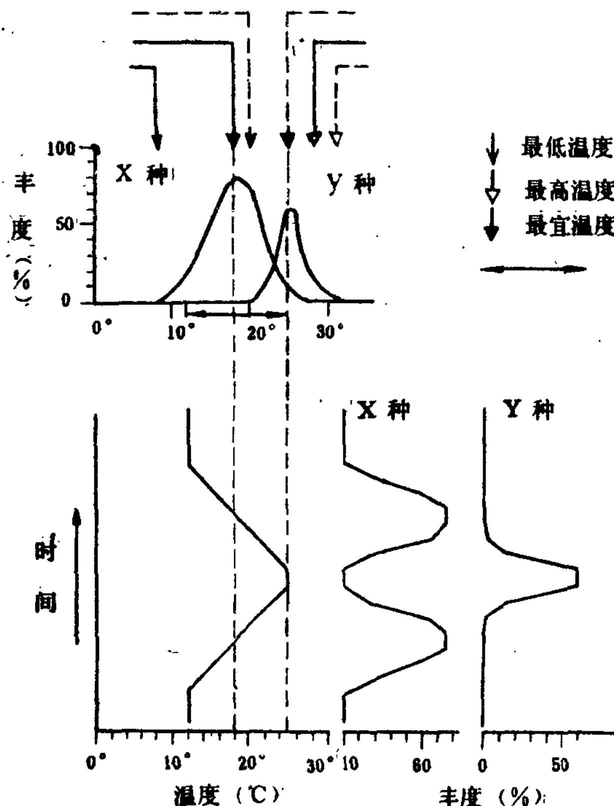


图3－26运用不同种的丰度求温度的模式图(Imbrie & Kipp, 1971)

上方为x、y两种的丰度与温度关系曲线；右下方为x、y两种在地层剖面中的含量变化曲线；左下方为由此求得的古温度曲线

根据上述方法的基本原理，采用因子分析和回归分析技术从化石群的定量分析中提取温度的信息，这种多变量分析方法提供了迄今为止最好的古温度定量方法，也就是现在一般所说的古生态学转换函数。发明此项技术的是美国的Imbrie与Kipp(1971)。他们对大西洋等海区不同气候带61个表层沉积样中22种浮游有孔虫的定量数据作因子分析，划分出热带、亚热带、亚极区、极区和环流边缘等五个组合，又从现代大洋参数图集查得环境参数(冬季平均表层水温，夏季平均表层水温、盐度)，再通过多次回归分析求得组合与环境之间的关系，从而得出有孔虫数据与环境数据之间的关系式，即转换函数。他们将此式用于加勒比海的第四纪地层，便得出了古温度变化的定量记录(冬、夏表层水古温度)。转换函数方法的主要步骤可以Imbrie和Kipp(1971)的工作为例简述如下(图3—27)：

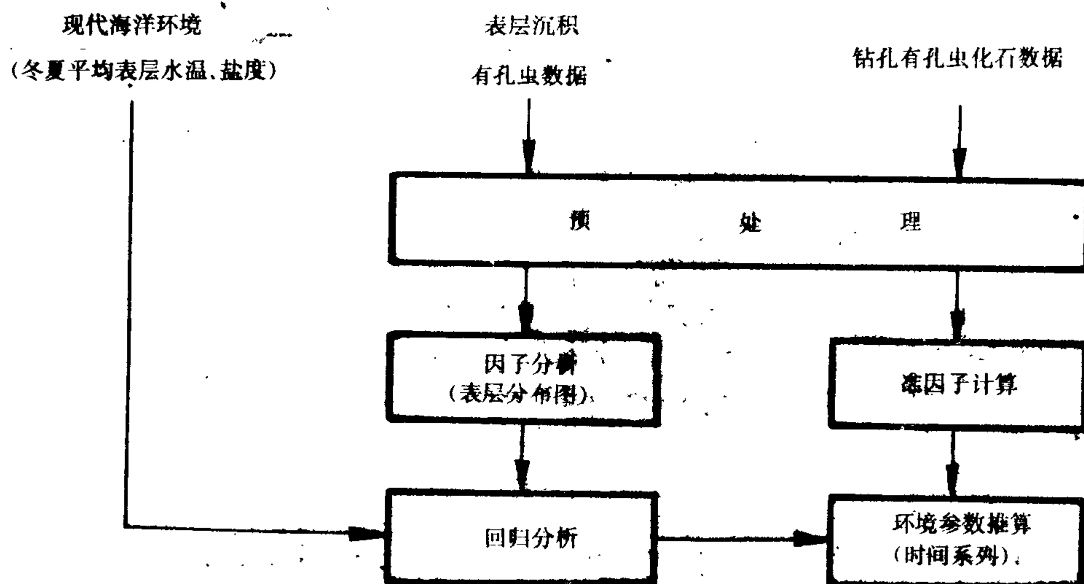


图3－27将有孔虫组合数据转换为环境因素的主要步骤(Kennett,1982)

①将表层沉积中定量数据作因子分析，得出代表性的组合(表3－9)。

②用多次回归分析得出求取各项环境参数的公式和转换函数(表3－10)。

③将钻孔剖面中逐层的化石数据按上述有孔虫组合进行分解，即：$u_{dc}=F_{dc}V$

式中F_{dc}代表钻孔中逐层的有孔虫定量数据，V为有孔虫组合的描述矩阵(即表3—9)，u_{dc}为所求化石组合的数值。

④用转换函数(T，见表3－10)对钻孔中化石组合值(u_{dc})作古环境推算(如古温度等，E_{dc})：

$$E_{dc}=u_{dc}P$$

所得结果如图3－28所示。

当然，Imbrie与Kipp转换函数法的适用范围，不限于浮游有孔虫。它已经成为当前微体化石群古环境解释的一项共用的新技术，连陆地的孢粉学中也已推广应用，以求取得古气候的定量数据。在古海洋学研究中，放射虫、钙质超微化石等门类都已采用转换函数法。如Geitzenauer等人(1976)对太平洋16种钙质超微化石在表层沉积中分布的含量数据，通过因子分析得出反映不同水团的六个组合，又与冬、夏表层水温作相关分析求得转换函数；然后取柱状样中超微化石定量分析的结果作相应的数据处理，从而求得了22万年来冬、夏表层水温的变化。结果表明，在此期间西赤道太平洋冬季水温变化较大，而东赤道太平洋水温变化较小。又如Pisias(1978)研究南加利福尼亚岸外圣巴巴拉盆地(水深760～1000米)的纹泥沉积时，先对该区38个表层样中32种放射虫的含量作因子分析，得出反映加利福尼亚海流与逆向流不同水体的四个放射虫组合，又通过回归分析算出每个组合所代表的季节水温，再对柱层中放射虫的定量分析数据进行处理，求出8000多年来二月份古温度变化曲线，发现

该区在距今800～1800年、3600～3800年和5400～8000年前较今为暖。

表3－9因子分析揭示的现代浮游有孔虫五个组合

种　名	主因子（有孔虫组合）				
	1 热带	2 亚热带	3 极区	4 亚极区	5 环流边缘
Orbulina universa	0.125	0.093	－0.007	0.026	－0.157
Globigerinoides conglob.	0.095	0.025	0.009	－0.016	－0.166
G.　ruber	0.593	0.103	0.030	－0.069	－0.242
G.　tenellus	0.082	0.086	0.004	－0.007	－0.410
G.　sacculifer	0.462	－0.058	0.009	0.001	0.301
Globigerina rubescens	0.071	－0.001	0.004	0.004	－0.057
G.　pachyderma(左转)	－0.012	－0.015	0.995	0.002	－0.022
G.　pachyderma(左转)	－0.017	0.030	－0.004	0.610	0.031
G.　bulloides	－0.063	0.158	0.055	0.593	0.064
G.　falconensis	－0.058	0.522	－0.007	－0.124	－0.028
G.　callida	0.100	0.246	－0.001	－0.042	－0.237
Globigerinella aequilat.	0.351	0.099	0.008	－0.024	－0.136
Globigerinita glutinata	0.212	－0.062	－0.057	0.451	－0.226
Globoquadrina dutertrei	0.154	－0.007	0.002	0.001	0.148
Globorotalia inflata	－0.051	0.447	0.012	0.134	0.347
Globorotalia truncatul.(左旋)	－0.074	0.533	0.003	－0.117	0.108
G.　truncatul.(右旋)	0.093	0.195	0.003	－0.044	－0.074
G.　crassaformis	0.050	0.140	0.023	－0.083	0.126
G.　scitula	0.002	0.227	－0.034	0.098	－0.155
G.　menardii & tumida	0.304	－0.029	0.002	0.002	0.360
Pulleniatina obliquilocul.	0.271	－0.046	0.003	0.001	0.381
Candeina nitida	0.065	－0.033	0.004	0.013	－0.149

(Imbrie & Kipp,1971)

表3－10　用浮游有孔虫组合推算环境的公式

环境参数	方　程　式
夏季表层水温(平均值,°C)Ts	Ts＝19.7A＋11.6B＋2.7C＋0.3D＋7.6[注]
冬季表层水温(平均值,°C)Tw	Tw＝23.6A＋10.4B＋2.7C＋2.7D＋2.0
表层盐度s(平均值,‰)	S＝2.0A＋1.9B＋0.8C－1.6D＋33.8

（即转换函数,据Imbrie & Kipp,1971）

(注)式中A.B.C.D分别代表地层样品中热带、亚热带、亚极区和环流边缘组合的数值,相当表3－9中主因子1,2,4,5。

因此,Imbrie与 Kipp的转换函数法已经成为古海洋学研究中的主要手段之一。它在著名的"气候长期调查制图与预报"(CLIMAP)计划的实施中起了核心的作用,成功地再造了18,000年前末次冰期的古海洋、古气候面貌。其中,对北大西洋地区的研究,取得了最为杰出的成果。从图3－10中可看出,现代的北极极锋(2°C等温线)在格陵兰南侧,而17000年前竟位于纽约———西班牙一线,当时的挪威、美国都与墨西哥湾暖流的影响完全隔绝,气候格局与今大不相同。

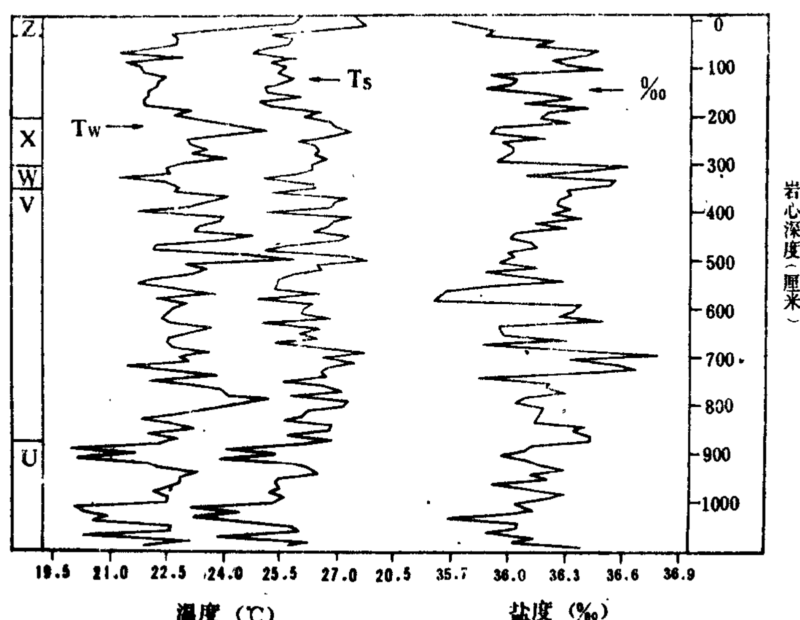


图3－28　加勒比海柱状样V12-122共110个样品中浮游有孔虫反映的古温度、古盐度变化(Imbrie & Kipp,1971)用转换函数法求得,Tw＝冬季平均表层水温(°C);Ts＝夏季平均表层水温(°C);‰＝表层平均盐度。Z～U为有孔虫分带。

CLIMAP计划在太平洋的工作规模与难度更大,这是因为太平洋的许多地区都缺乏钙质沉积,因而需要在不同的地区使用不同门类的微体化石,作转换函数的计算。为此,共动用了四个门类十一项转换函数(每项仅适用于一定海区):其中有钙质超微化石一项,浮游有孔虫三项,放射虫五项以及硅藻二项。所得18000年前冬夏温度图内,夏季温度误差约±1.5°C;冬季约±1.9°C,不同门类化石间的误差为2.5°C(Moore et al.1980).

CLIMAP计划用转换函数所取得的成果,最集中地反映在1976年出版的距今18000年前大洋表层水温图(CLIMAP members 1976)。1982年,又发表了该图更详尽的修改本(美国地质学会地图系列),被称为18k图。18k图(图3－29)再现了距今17000～18000年前末次冰期古温度、古地理的基本轮廓。显然,它与现今的状态回然不同。当时陆地上,冰盖扩展,厚可达3公里;广大的森林覆盖区为草原、荒原及沙漠所代替;加上大面积的海冰及被冲刷的砂质海岸,均使全球表面的反射率明显增强,致使气温更趋寒冷(CLIMAP members,1976)。

将18k图与现代间冰期的大洋相比较,可以发现两者的大洋环流体系存在着巨大的差异:a、冰期时,极锋向赤道大幅度推进,导致强温度梯度带的形成,该带跨度可达10°～20°纬度,因此可以引起行星风系活动的急剧增强,使当时表层洋流的活动比现代洋流强得多。b、在冰期,由于极锋向赤道推进,可导致亚热带的巨型涡流受压而上旋(spin-up),东西两侧的边界流均随之加大,引起海岸水体的混合及上升流的明显增强。c、由于极锋的迁移,某些深部洋流的发源地(如挪威海、格陵兰海区)被冰盖覆罩,因而深部洋流(如NADW)停止活动。而与此同时若干地区(如白令海)却有可能开辟新的底层水来源,从而构成与现时期明显不同的深部洋流系统(Berger,1981)。

尽管冰期时洋流系统的这些特征早在50～60年代已基本确立,但CLIMAP组织的这一再造工作,首次提出了冰期极盛期一幅完整的全球综合性图件(还包括大陆反射率分布的图件)。大气模式研究组织利用这些资料再造了冰期气候条件下大气环流的定量模式。这对全球古气候、古海洋的研究无疑是一次重大的突破

转换函数法的提出为微体古生物在古海洋学中的应用开辟了一条重要的途径,把再造古环境的

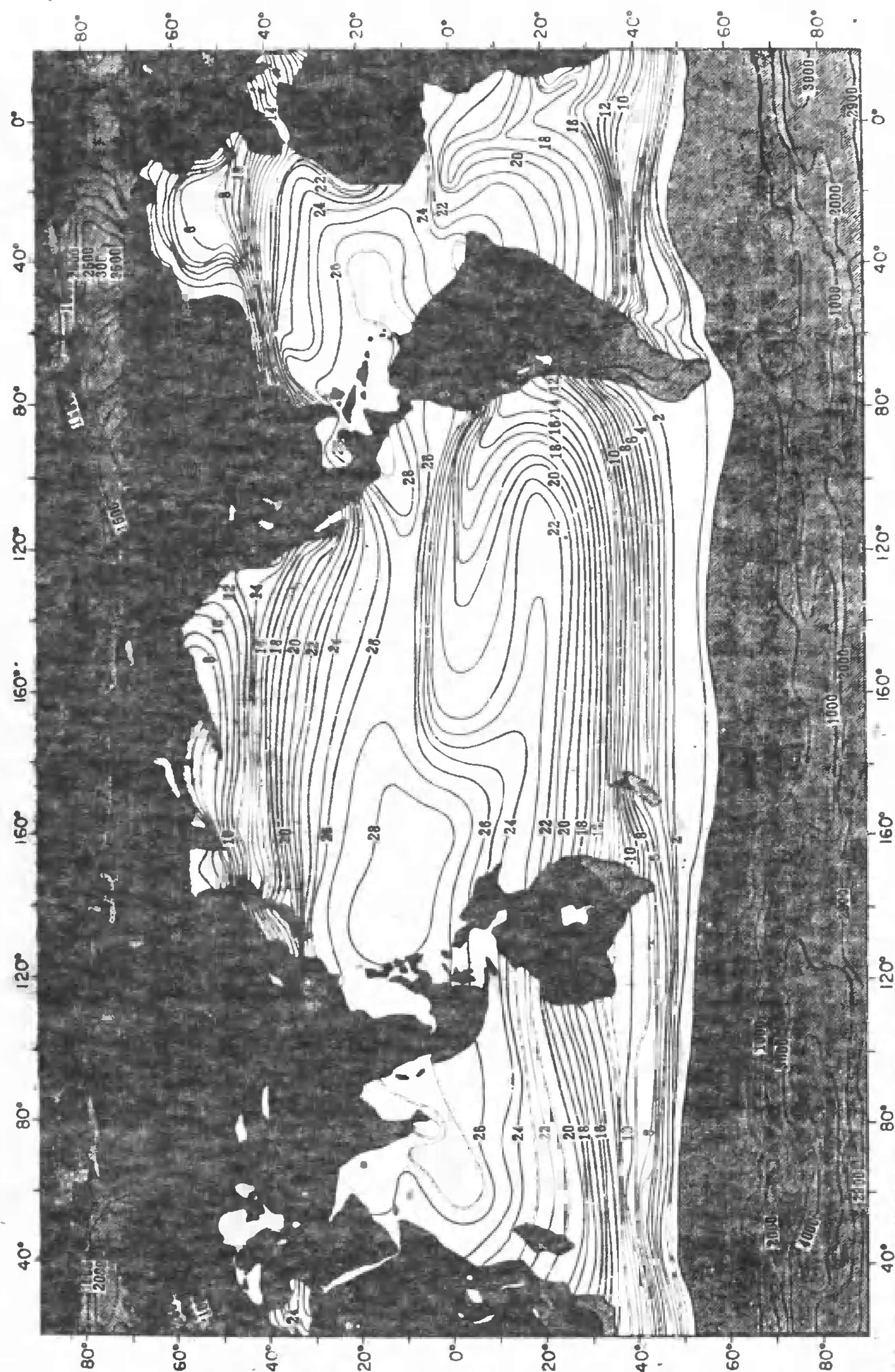


图3－29　末次冰期极盛期(18000年前)北半球夏季海水表层温度分布图
CLIMAP members,1976)大洋区内的细线为等温线，大陆的轮廓按海面下降85米绘出。图中还表示了冰盖的分布范围及厚度，等厚线以米为单位。

工作推进到定量的阶段。但是，这种方法也存在许多局限性。首先，现代大洋沉积中微体生物的分布与海洋环境之间的关系在各大洋并不完全一致，加之有深海碳酸盐溶解作用的影响，情况比较复杂，

并非Imbrie与Kipp(1971)从大西洋总结的转换函数所能概括。尤其是在研究陆架海与封闭性盆地的古温度结构时,由于这里还存在着盐度、混浊度、季节性恶劣天气等多因素的干扰,因此用转换函数法确定古温度尚是一项十分困难的工作;其次,海底的沉积物有可能在水流或生物扰动的作用下与较老的沉积物发生一定的掺混作用,因而表层沉积物的生物组合可以跨越几千年的时间间隔,不能完全代表现代生物的分布面貌;再者,从现代属种分布得出的转换函数只能适用于第四纪时期,较早地层中的生物属种不尽相同,随着年代的变老,差距越益加大,难以与现代作类比。况且,地质历史时期里的海洋环境,在现代未必都有出现。为此,转换函数本身需要补充、改进,而且最好在不同的洋区建立不同的函数。如Kipp(1976)根据北大西洋更多的(191个)表层样,用29种浮游有孔虫的数据建立了新的转换函数(F_{13}),除上述五种组合外,又增加了过渡组合;Huston(1978)通过对印度洋浮游有孔虫样品、强溶解和弱溶解沉积物中的浮游有孔虫作分别统计,得出适用于印度洋第四纪古气候研究的转换函数;而Thompson(1981)根据西北太平洋186个表层样品浮游有孔虫分析数据得出的转换函数(FP-12E),对于我国海区的第四纪地层最为适用。我们将其用于南海北部陆坡近十三万年来的表层海水冬、夏古温度变化,取得良好的结果,对于第四纪以前的地层,近年来也已经开始探索"非类比性"(non-analogue)转换函数的问题(Kennett,1982)。

总而言之,用转换函数法计算古温度的价值已经确证无疑,然而其古温度估算值还需要进一步的试验证明和精确化。以CLIMAP计划所得热带区最大冰期的古温度估算值为例,与陆地古温度值相比显得太高了些(Rind and Peteet,1985),而与$\delta^{18}O$值相比又嫌太低了些(Mix et al., 1986)。由此引起的争论正表明转换函数法还有待完善与改进。

第四节、稳定同位素地球化学方法

利用质谱仪对深海沉积物(主要是微体生物介壳)进行稳定同位素测量是古海洋学研究的重要手段之一。它可以为古温度、古气候、古盐度、以及古生产率等多方面的环境要素提供精确而详尽的信息,近年来,得到极为迅速的发展,大大推动了对古海洋学的深入研究。

同位素,是指原子核内质子数相同,但中子数各异的元素。稳定同位素则是那些不能自行发生放射性衰变的同位素。在自然界,多数元素具有两种以上的同位素,其中有一种是主要的,其他的同位素含量甚微。而且,这些同位素间的相对含量常有确定的比例,但在一定条件下,该比值又会发生轻微的变动,人们正是利用这种变动来恢复古环境。

在自然界中,氧元素由O^{16},O^{17},O^{18}三种稳定同位素组成,它们的平均含量分别为99.76%,0.04%,及0.20%,碳元素则有C^{12}(占98.89%)及C^{13}(占1.11%)两种稳定同位素(Hoefs,1980)。为了说明某元素同位素组成的特征,通常用两种同位素含量的比值来表述,如O^{18}/O^{16}(O^{17}含量极微,可忽略不计),C^{13}/C^{12}。

从元素的原子结构来看,由于同一元素诸同位素的质子数及核外结构相同,因此它们的化学性质极为相似;但它们的原子量又各不相同,因而在某些物理—化学过程中(如蒸发、沉淀、凝聚、结晶、熔化、扩散等)却能显示出微细的差别,谓之同位素效应。这样,当物质间发生相互作用或转化(如碳酸钙与二氧化硅从水中沉淀,大气与海水交换)时,就会导致同位素间的交换与再分配,轻、重同位素在不同物质中将相对富集,同位素组份比值也随之发生微小的变化。这种在物理—化学过程中造成某一同位素在两种物质中分配上的差异,称之为同位素的分馏作用(fractionation)。但是,在自然界中,这种变化是极其微弱的,难以直接测出其绝对比值,需将变化后的比值与某种人为确定的标准样品的固有比值加以比较,再将两者偏差的千分率作为同位素组份的量值δ,其代表式为:

$$\delta‰=\frac{\text{测定样品的比值}-\text{标准样品的比值}}{\text{标准样品的比值}}\times1000$$

$$\delta^{18}O=\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}-(^{18}O/^{16}O)_{标准}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准}}\times1000$$

$$\delta^{13}C=\frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品}-(^{13}C/^{12}C)_{标准}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准}}\times1000$$

早先，人们用“芝加哥箭石”作为标准样品，其实是美国白垩纪 Pee Dee组的小箭石PDB，将其转化成CO_2去测定$\delta^{18}O$值；后来芝加哥箭石标本用完了，现在采用德国索伦霍芬板状灰岩(Solenhofen Plattkalk)作标准，但最后还需换算成PDB值。在做水样的氧同位素时，一般采用标准平均大洋水(SMOW)作为标准。

对于碳酸钙物质(生物壳体或沉积物)进行氧、碳同位素测定，是通过化学处理后，使$CaCO_3$释放出CO_2气体，输入特殊设计的质谱仪中进行分析的。在制样过程中，必须严防污染，避免与外来物质发生同位素交换，改变原样的同位素组份。为此，需经过超声波洗样、抽空、加热、恒温反应及液氮冷凝等纯化过程。50年代以来，虽然质谱仪技术有了很大的发展，但由于深海沉积样品的量小，所能挑出的有孔虫，尤其是底栖有孔虫甚少，很难满足质谱仪分析的需求量，往往只能作混合样的分析，对于深入精细地研究大洋历史带来许多困难。七十年代初期，英国物理学家 Shackleton在样品制备的技术上取得重大进展，使进行同位素分析所需样品从原来的几十毫克减少到十几微克(即7－8颗有孔虫)，减少到原来的几百分之一至千分之一，从而大大提高了测量的精确度，使古海洋学的研究进入开创性的新阶段(许靖华，1984)。近来，甚至可以对单个大有孔虫的不同房室分别进行稳定同位素的测定(Wefer & Berger,1980)。

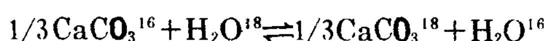
氧与碳两种同位素具有不同的赋存与迁移规律，在环境解释上也有较大的差异，兹分别讨论如下。

一、氧同位素

在古海洋学的研究中，一般都是用碳酸盐中的氧同位素成份来研究古温度、古气候、古盐度等环境要素。这种方法在第四纪地层的研究中已取得巨大的成绩，目前正在第三纪和晚白垩世的地层中进行推广，可以用来再造大约一亿年以来的古气候、古大洋的历史。近年来，正在探索用蛋白石质的生物骨骼(硅藻、放射虫)作氧同位素分析，但在分析技术上还存在一定困难，主要是由于大多数放射虫壳体内部的结晶构造很不完全，且含有许多结晶水，就象杂质一样，混杂其间，在一定程度上干扰了分析数据的正确性。目前用蛋白石作氧同位素分析的方法正在不断发展与完善，已取得一定的进展。此外，由于地层中的蛋白石很不稳定，易于转化为燧石，故人们试图采用燧石来分析氧同位素值。经过白垩至第三纪深海钻探样品中燧石与底栖有孔虫氧同位素古温度的对比，发现两者基本一致，只是燧石的精度欠佳。然而，由于在古老地层中气候的标志稀少，因此可以设想用燧石的SiO_2的氧同位素组份来求取前寒武纪的古温度(Savin,1982)。

1.海水温度对$\delta^{18}O$值的影响。

早在40年代，Urey(1947)就指出了二氧化碳－水－碳酸盐系统中氧同位素的分馏作用与海水温度间存在着相关关系，成为利用氧同位素测定古水温的出发点。当碳酸钙从水溶液中沉淀出来(进入生物壳体)时，相互间发生同位素交换反应，反应方程式为：



$$1/3CaCO_3{}^{16}+H_2O^{18}\rightleftharpoons1/3CaCO_3{}^{18}+H_2O^{16}$$

当反应达到平衡时，其平衡常数与温度间有确定的关系，即碳酸钙的氧同位素组成是温度的函数（福尔，1977）。当温度升高时，相对较轻的^{16}O由于有较高的活性，易于迁移，在同位素交换反应中将优先被吸收进生物壳体中，致使^{18}O含量相对减少，$\delta^{18}O$值随温度的上升而下降(Schopf,1980)

近年来的许多研究成果表明，生活在不同深度海水中的浮游有孔虫属种具有不同的$\delta^{18}O$ 值，同一个种不同季节形成的个体或同一个体在不同季节时形成的房室都可有不同的$\delta^{18}O$值，充分证明了水温的控制作用。例如，Hemleben与Deuser 用沉积捕集器 在百　　大以南采取水层中不同季节的浮游 有孔虫进行氧同位素分析，发现红拟抱球虫(*Globigernoides ruber*)、胖圆辐虫(*Globorotalia inflata*)不同季节的$\delta^{18}O$值呈现出明显的差别，分别反映了"浅层水"（指50米以上，以红拟抱球虫为代表）与"深层水"（指100米以下，以胖圆辐虫为代表）的温度季节变化；又如，Wefer等人（1980）对热带大有孔虫同一个体不同房室的氧同位素分析，发现在其生长过程中可以反映出明显的季节温度变化（图3－30）。

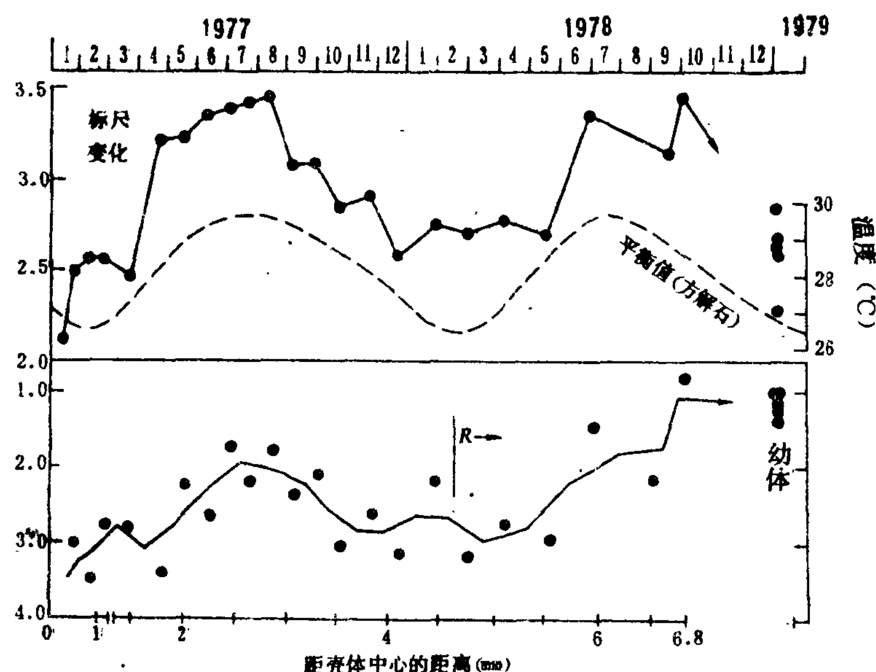


图3－30　非律宾马克坦岛岸外5米水深处自1977年1月到1979年1月温度变化曲线（虚线）与大有孔虫(*Marginopora vertebralis*)的$\delta^{18}O$值变化曲线对比图。

(Wefer & Berger,1980)

在进行海水古温度的测量时，可以利用不同门类的生物骨骸及壳体来作氧同位素的分析，例如，中生代的箭石，新生代的软体动物、颗石藻及有孔虫，其中尤以有孔虫最为有效而实用。但应指出，不是所有的生物壳体均能进行这种测定，如棘皮类、珊瑚类及介形类等就不能采用。这是因为这种方法的前提是该生物壳体能随着温度变化始终与海水溶液保持同位素的平衡状态；也就是说，碳酸盐物质只有在与海水呈同位素平衡的状态下沉淀时，碳酸盐与海水的$^{18}O/^{16}O$比值的差值才会严格地是温度的函数。当这种比值差与温度的关系能用某种方式加以标定，而且海水的$^{18}O/^{16}O$值可以估算出，碳酸盐的$^{18}O/^{16}O$值在形成后又未经改变，那么碳酸盐沉淀时的温度值就能计算出来。这样计算出的温度值被称为同位素古温度(Savin,1982)从而，上述生物壳体的氧同位素值可以成为测定古代温度变化的"地质测温计"。

Epstein等人(1953)首先根据软体动物贝壳得出标定海水古温度的经验公式为：

$$T=16.5-4.3(\delta s-\delta w)+0.14(\delta s-\delta w)^2$$

式中符号δ指样品与标准样品氧同位素比值间偏差的千分率；δs 是壳体中的氧同位素值，δw 为水体的氧同位素值。其后，Craig(1965)稍加修改，得出：

$$T=16.9-4.2(\delta s-\delta w)+0.13(\delta s-\delta w)^2$$

后来，O'Neil 等人(1969)测定了在接近平衡条件下无机沉淀的方解石的氧同位素比值，得出该比值与水温的关系。Shackleton(1974)将O'Neil等人所得的关系式改写成类似于Epstein 等人上列公式的形式，为：

$$T=16.9-4.4(\delta s-\delta w)+0.10(\delta s-\delta w)^2$$

Shackleton认为此式最适用于有孔虫同位素的分析。用Epstein等人的公式与Shackleton的公式所求的同位素古温度，主要在低温时区别明显。由于Epstein公式所能标定的最低温度是7°C，而O'Neil等人的工作包含0°C时所测得的值，更接近于大洋深层水的温度，所以Shackleton(1974)的公式目前在古海洋学中使用最为广泛。

2.海水同位素组份对$\delta^{18}O$ 值的影响－冰期效应与盐度效应

壳体同位素组份不仅受到海水温度的制约，而且还受到海水本身同位素组份背景值的影响。事实上，海水的氧同位素组份并非到处一样。在局部海区及滨岸地区，由于蒸发与降水作用的差异，以及淡水注入等原因，$\delta^{18}O$值将有所变动，例如，当海水蒸发量大于降水量时，水体变咸，较轻的^{16}O优先升腾到大气中，致使海水中^{18}O相对富集，$\delta^{18}O$值相应趋正，据对红海现代海水测定，盐度升高1‰，$\delta^{18}O$值应增加0.29‰（G.福克，1983），在卤水中甚至可达6‰(Schopf,1980)；反之，盐度降低，$\delta^{18}O$值相应下降。此外，现代大洋的不同水团在同位素成份上也有区别，如格陵兰附近的北大西洋表层水(NASW)因受淡水影响，盐度和氧同位素值都偏低.在其盐度为15‰处，$\delta^{18}O$值在－1‰左右：来自挪威海的北大西洋深层水(NADW)盐度正常，$\delta^{18}O$值在0‰左右(Hoefs,1980).又如，大西洋的深部水体比太平洋深水较咸，两者的差值可达0.25‰(Shackleton,1982)。在用氧同位素解释古温度时，如果不考虑各大洋水团间$\delta^{18}O$值的差异，有时会造成几度的误差(Savin,1982)。但从总体来说，在开放性的大洋环境中，由于大洋环流的搅混与调节作用，盐度的变动极微，引起同位素组份的变动甚小(仅1‰的幅度)，因而不是主要的影响因素。然而，在开放性大洋中，还存在着另一重要因素——冰期效应，在地质历史时期中它可以造成大洋水体同位素组份的明显变动。

在全球海水与大气相互交换的过程中，由于赤道地区温度高，那里产生的水汽远比两极多，因而赤道的水汽有逐渐向极地迁移的趋势。而在海水蒸发，升腾到大气中形成云层时，氧同位素将发生分馏作用。若以海水的氧同位素组份平均值作标准，即$\delta^{18}O=0$，当海水蒸发到大气圈时，由于较轻的^{16}O优先逸出水面，因而云层中$\delta^{18}O$值大为下降。据实测，海洋上空云层中$\delta^{18}O=-13‰$。而从云层中降落的雨水$\delta^{18}O$值却可达—3‰，表明云层中的 ^{18}O通过水滴凝聚被进一步排出，这样剩余的水蒸汽在向大陆或向极地迁移的过程中，其$\delta^{18}O$值将变得越来越小，从－13‰－→－15‰－→－17‰(图3—32)。及至到达极地时，积雪中的$\delta^{18}O$值甚至可达—30‰。图3－31是全球降水中氧同位素组份的变化图，可以清晰地看出从低纬至高纬地区的递减趋势。

因此，在冰期，由于高纬地区大陆冰盖的扩展与增厚，通过大气的降雪从大洋中提取了大量的海水；相随地，将大量逸出的^{16}O冻结在冰盖中，致使大洋水体中的$\delta^{18}O$值明显升高。这样，大洋水的$\delta^{18}O$值将随着大陆冰盖体积的增减而发生相应的波动：当$\delta^{18}O$值向正值偏移时，意味着冰期的到来，向负值偏移代表着向间冰期的转化。这种冰期效应可以通过生物壳体在大洋地层中留下明显的记录(图3—32)。例如，上新世与更新世冰期发生以前，大洋水的$\delta^{18}O$值(SMOW标准值)为－1.0‰，而

进入冰期后可产生+1.0‰的偏移值(Shackleton & Kennett,1975).而地中海地区冰期与间冰期之间的温差可达11°C,其水体同位素的变化值却两倍于正常的大洋值,即2.7‰(Grazzini,1975)。

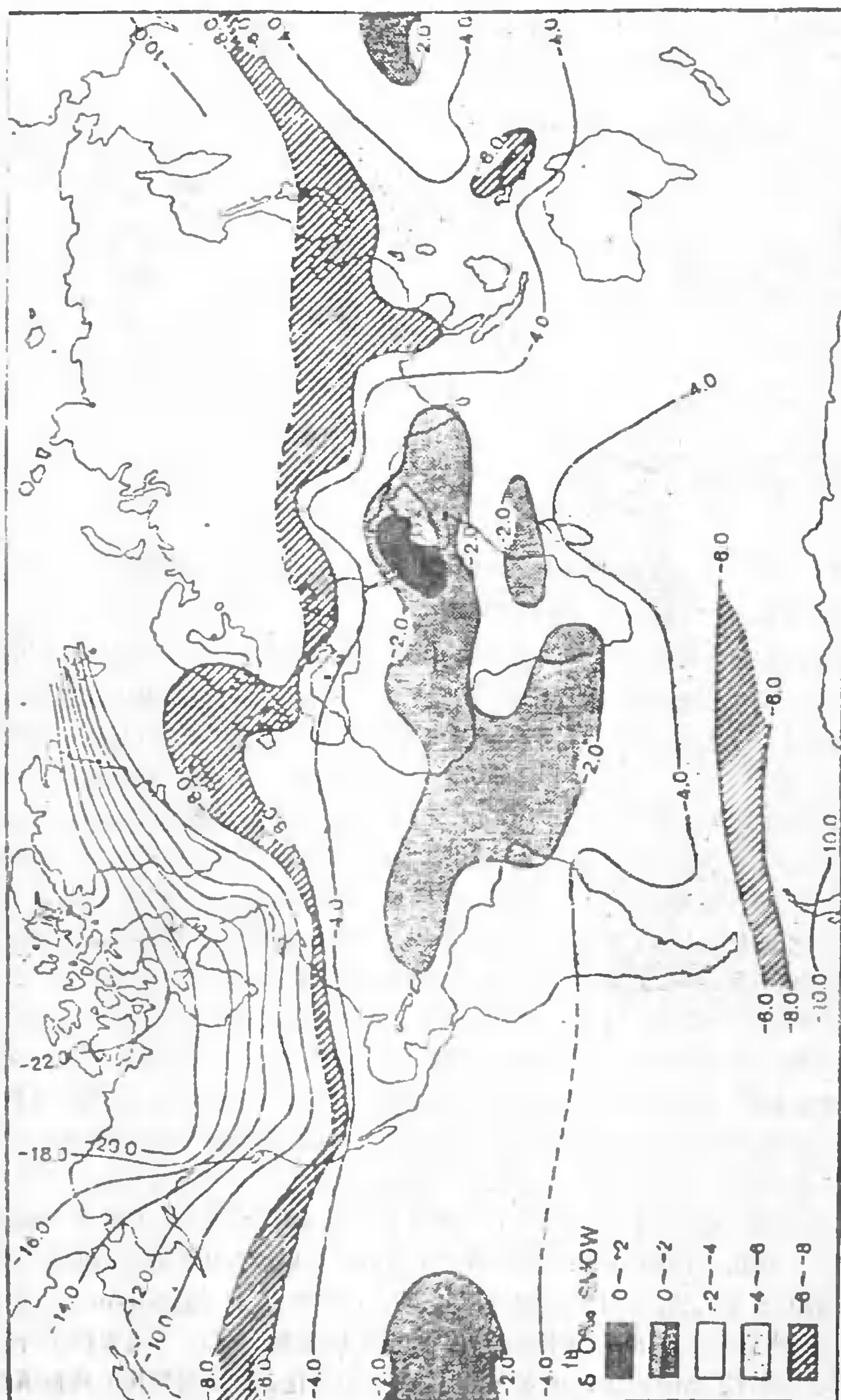


图3—31 全球降水中氧同位素组份的年平均值分布图

(Yurtsever,1975,转引自Wefer讲课稿,1985)

由此可见,导致生物壳体$\delta^{18}O$值变动的因素甚多,包括温度、盐度、冰期效应及海平面升降等.其中冷暖周期的交替可以与浮游有孔虫及孢粉资料进行对比;冰盖的进退可与冰碛物的研究相互印证;而海平面的波动则可以与大陆滨线进退的规程联系起来加以考察。目前一般认为,当以PDB为标准时,底水温度变化1°C时,相当于$\delta^{18}O$值0.26‰的变化;而$\delta^{18}O$值0.1‰的变化相当于盐度0.2‰的变

化或冰期间冰期海平面10米的变化(Moore et al.,1982)。同位素测温的误差约在±0.1‰的范围内，对应于±0.5°C的温度变化(Kennett,1982)。

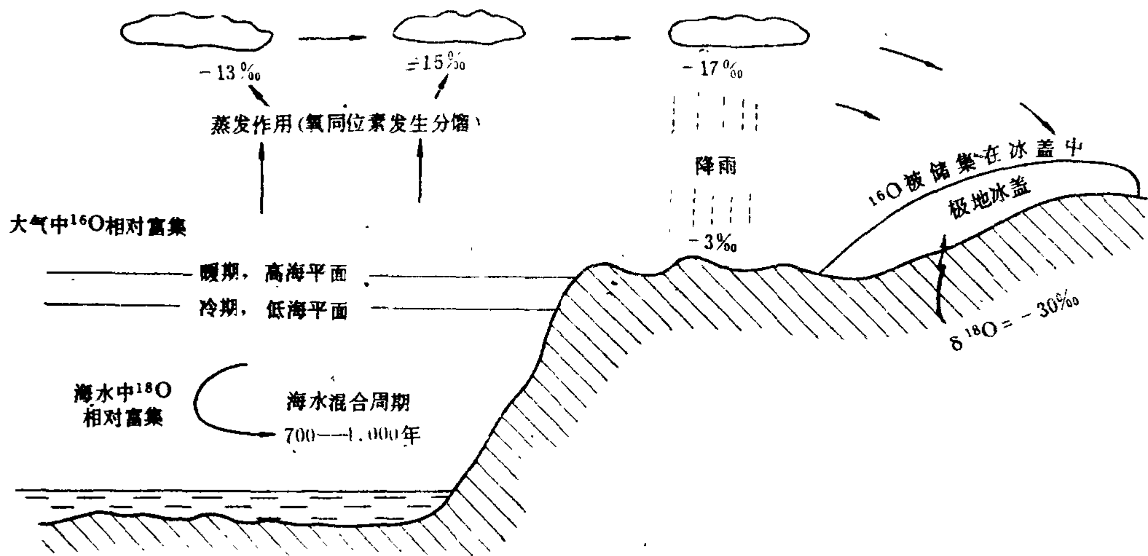


图3—32　由大气水循环及冰期效应引起的氧同位素分馏作用的示意图。

(据Hoefs, 1980与Sarnthien,1980综合编绘)

由于生物壳体氧同位素组份的变更是多种因素共同作用的结果，因此要将它们单独地分辨出来，并非易事。长期以来，对于更新世氧同位素值周期性升降的主要原因究竟是温度效应还是冰期效应，存在着争议。Emiliani 首次利用底栖有孔虫氧同位素的偏移值确定了7,500万年来深水温度的历史(Emiliani,1954)；随即在著名的论文"更新世古温度"(Emiliani,1955)中，根据加勒比海地区同位素古温度资料将更新世细分为若干个气候阶段，建立了古温度期的编号系统(奇数期为间冰期，偶数期为冰期)；连同他以后发表的一系列文章，对古海洋学的研究作出了杰出的贡献。但是，在他早期的工作中，曾过份强调古温度影响的作用，认为更新世冰盖中的$\delta^{18}O$值应为－15‰，由此算出冰期与间冰期间海水同位素组份变化不过是0.5‰，这大约只相当于热带表层水中浮游有孔虫氧同位素变化辐度的30%，因此他认为其余的70%应归结于温度变化。然而，后来在格陵兰冰盖上实际打的冰钻资料表明，更新世时冰盖的$\delta^{18}O$值平均为－30‰，与Emiliani 的估算值大相径庭(Dansgaard & Tauber,1969),据此计算出更新世冰期至间冰期海水氧同位素值的变化应为1.2‰，即相当于热带浮游有孔虫氧同位素变化幅度的70%，表明只有30%是温度效应引起的。Shackleton(1967)分析了冰期与间冰期的底栖有孔虫的$\delta^{18}O$值，发现当假定底层水温度近于恒定时，，则在冰期与间冰期之间海水的氧同位素值变化幅度可达1.4～1.6‰，这可直接反映冰盖消长的变化。虽然，还有些作者只发现1‰左右的幅度，但都说明冰期效应对海水氧同位素组份的影响比温度效应显著。Shackleton和Opdyke(1973)对比了赤道太平洋V28～238柱状样浮游有孔虫与底栖有孔虫的$\delta^{18}O$值的变化，发现两者具有相似的波动值及年代值，有力地表明冰期效应的主导作用。此外Emiliani认为更新世冰期—间冰期低纬区表层水温差在3～8°C之间(赤道太平洋变化幅度为3～4°C，赤道大西洋为5～6°C，加勒比海为7～8°C)，但是，CLIMAP(1976)根据海洋动、植物微体化石群资料所作的转换函数分析，得出大多数低纬海区冰期—间冰期的温度变化只有0～2°C。因此，目前多数古海洋工作者认为更新世的氧同位素周期性波动主要是冰盖消长的结果，而海水古温度的变化仅起次要作用，但至今尚存相反的意见(Savin & Yeh, 1981)。

可见，在识别古温度的影响效应时，首先需要确定样品是形成于地球上的无冰期，还是处于极地

冰盖时期。很明显，无冰期不存在"冰期效应"，因而氧同位素值可直接反映当时古温度的绝对值。例如，多数人认为在中中新世南极冰盖形成以前的早新生代时期大陆上还不存在冰川，因此，可用氧同位素资料直接解释当时大洋古温度的变化(Kennett,1982;Shckleton,1984)。至于在有冰盖的时期，情况就比较复杂，难以根据氧同位值直接换算出绝对温度值。但由于此时大洋底层水来自极地，一般近于冰点，可以认为底层水温度近于恒定，例如第四纪大洋的底层水便是。这样，底栖有孔虫$\delta^{18}O$值发生的变动应归因于冰盖的消长。我们可以将同一样品内浮游有孔虫$\delta^{18}O$值的曲线与底栖有孔虫的进行对比，如果两者不呈协调一致的变化，那么就有理由认为，该底、表层水氧同位素组份间的梯度值即为表层水温度效应所致，从而可以估算出当时表层水的相对温度值(Shackleton & Kennett,1975)。采用这种方法的困难在于，如何确证古代的底层水温度未曾变动过，一般来说，如果底栖生物组合没有发生明显改变，则可以认为底温近于恒定(Kennett,1982)。但事实上，近两年来已经知道，即使是第四纪的底层水也有1～3°C的变化幅度(Sarnthien讲课，1985)。最近Chappell 与Shackleton将第四纪晚期洋面升降与深海同位素记录进行对比后，发现能够从底栖有孔虫的氧同位素值中扣除洋面升降(即冰盖大小)的因素，从而得出冰期时太平洋深水温度较今低1.5°C，大西洋深水温度更低的结论(Shackleton & Duplessy,1986)。

与此相反，在有冰时期，如果需要了解极地冰盖体积的变动，从而确定冰期—间冰期旋回时，那就应当选择温度近于恒定的地区。正如前述，一般情况下由于底层水温度变化甚微，因此可以用底栖有孔虫同位素组份的变动来表征冰盖消长的变化。同时应尽量选择底层水温度最低，即接近于冰点的地区，因为在这种情况下很难再发生较大幅度的降温，从而可以最大限度地排除温度的干扰作用(Shackleton,1967)。又如，在赤道地区，地质时期中表层水温度一直比较稳定，无论是年变化或季节变化都比较微弱。即使在冰期，赤道地区的温度与现今的也十分接近(图3—10)。所以这里浮游有孔虫$\delta^{18}O$值的波动可以反映冰盖消长的旋回(Seibold & Berger,1982)。此外，对于挽近地质时期，还可以直接在南极或格陵兰等大陆冰盖区，通过取冰芯的方法直接测定最后一次冰期到现代的同位素组份变化。这是一种可靠的研究冰盖消长的手段，但涉及的时代有很大的局限性。

3."生命效应"(vital effect)对壳体$\delta^{18}O$值的影响。

前已述及，不是所有的生物壳体均能用来测定海水古温度、古盐度、冰期效应等环境要素。这是因为生物在造壳过程中所吸取的氧同位素组份还受到生物自身的生长速率、新陈代谢、光合作用等多种生命效应的影响与干扰，即所谓"生物个体的分馏作用"(individual fractionation)。这样，各类生物吸取^{18}O与^{16}O的性能不一：有些生物体内$\delta^{18}O$值的变化能与海水的变化同步进行，呈正相关关系，即达到与海水的同位素平衡，故可用来指示古海洋环境；另一些生物由于生命效应的影响，其体内的氧同位素值与所生活的海水相比或偏重或偏轻，即不能达到同位素平衡，从而不能用作环境要素的示踪物。图3—33中表明有孔虫与软体动物壳体的$\delta^{18}O$值与海水基本保持平衡，而藻类、珊瑚等一般不与海水保持同位素平衡。其中，珊瑚中有藻类共生的和无藻类共生的情况又不相同(Swart,1983)。与此相应，有孔虫已经成为古海洋学同位素分析中最为常用的化石门类；软体动物的同位素分析也具有很好的古海洋学意义，如叠瓦蛤类壳体被用于欧美白垩纪中期古海洋环境的研究(Burdett et al.,1986)；珊瑚的同位素组成与海水虽有较大的偏离，但其相对变化仍然可以指示水温波动，如我国西沙群岛珊瑚礁所示的那样(何起祥等，1986)。

为就各类生物对氧、碳同位素的生命效应进行系统的研究，前人曾对各门类生物进行对比，并对各类生物的成年与幼年个体及各个个体生长发育的不同阶段进行了详尽的同位素测定(据Wefer讲课，1985)。* 例如，对大、小底栖有孔虫按其房室，对瓣鳃类与鱼耳石按其生长线，对腹足类按其螺环与口唇，对珊瑚按其生长的基部与枝叉，分成代表个体不同发育阶段的样品，分别加以测定，以期了解

* 指1985年在同济大学的讲课，下同。

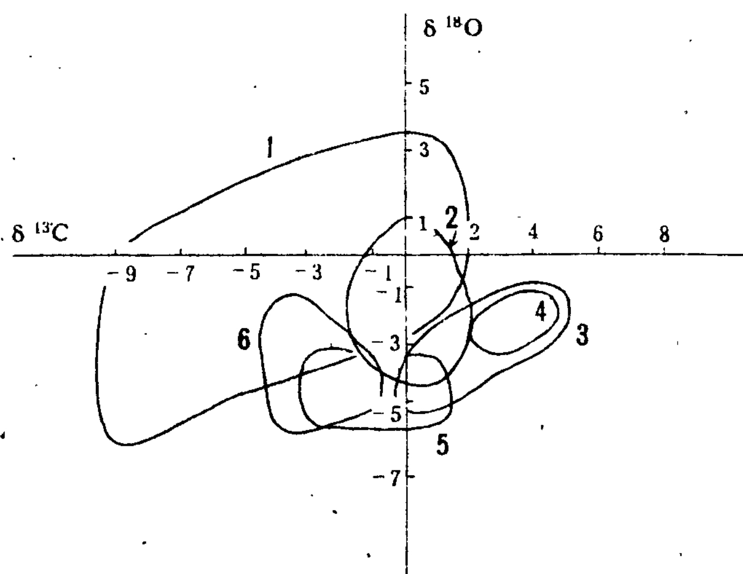


图3—33　不同门类钙质生物群的氧、碳同位素组份分布(Swart,1983)

1.无藻类共生的珊瑚，2.软体动物与有孔虫，3.绿藻，4.红藻(文石质)，5.藻类共生珊瑚，6.红藻(方解石质)。

生物个体生长全过程中$\delta^{18}O$值与$\delta^{13}C$值的变化。为了查明各类生物在生长过程中是否与海水达到同位素平衡，可将各种生物在不同季节生长出的骨骼的同位素实际测定值与用公式推算出的不同季节相应温度下海水同位素的标准值相对比，若两者变化趋势一致便表明保持同位素平衡。如图3—30所示，脊椎缘孔虫(*Marginopora vertebralis*)的实测值与估算值基本平行而相互对应，表明基本达到平衡。当两者不相对应时，即为生命效应所引起的偏差。实际的测量结果(图3—34)表明，浮游有孔虫、多毛类蠕虫动物、苔藓虫、腕足类、海胆、大多数软体动物和鱼耳石等均与海水氧同位素保持平衡；而底栖小有孔虫视属种不同而异，有的近于平衡，有的略有偏离(偏差不过0.5‰)；大有孔虫氧同位素普遍偏轻(即$\delta^{18}O$为负偏差)；无藻类共生的珊瑚与海水平衡，而有藻类共生者$\delta^{18}O$具负偏差；藤壶类及软体动物中的蚶(*Arca*)等产生正偏差。有些生物，如藻类、海星、海参等，因难以分辨不同季节生长的骨骼而无法取得季节性同位素资料，因此在图上只能用横线表示其偏差的范围。

对于个体较小的有孔虫，由于个体中各个生长期形成的房室过小，难以进行同位素分析。此时可对同一个种有孔虫选用不同粒径区间的壳体来近似地代表它们从幼年至成年的生长过程。当不同粒径区间的$\delta^{18}O$值变化不大时，表明该有孔虫始终生活在水温、食源变化不大的稳定环境中。但有些浮游有孔虫表现出$\delta^{18}O$值随着壳径增大而有变重的趋势，即显示同位素温度的下降。这是由于它们在幼年期生活在表层海水中成熟后，在进入生殖期时，常要下沉到较深的次表层水中，引起了$\delta^{18}O$值的变更。又如，在上升流地区，如果幼年壳正处于上升流活跃，水体冷而富含养份的时期，则其$\delta^{18}O$值较重；而至成年时，若上升流缓减，水体转暖，则$\delta^{18}O$值也将相应变轻(据Wefer 讲课，1985)。

因此，对生命效应的研究不仅有助于解决古海洋学同位素测定中化石类型的选择问题，而且对于了解各类生物的生活习性，骨骼的生长速率及增生的节律，以致推断海洋生物以及海水中$CaCO_3$的生产率等方面的研究都具有重要意义，也是古海洋学同位素研究一个崭新的领域。

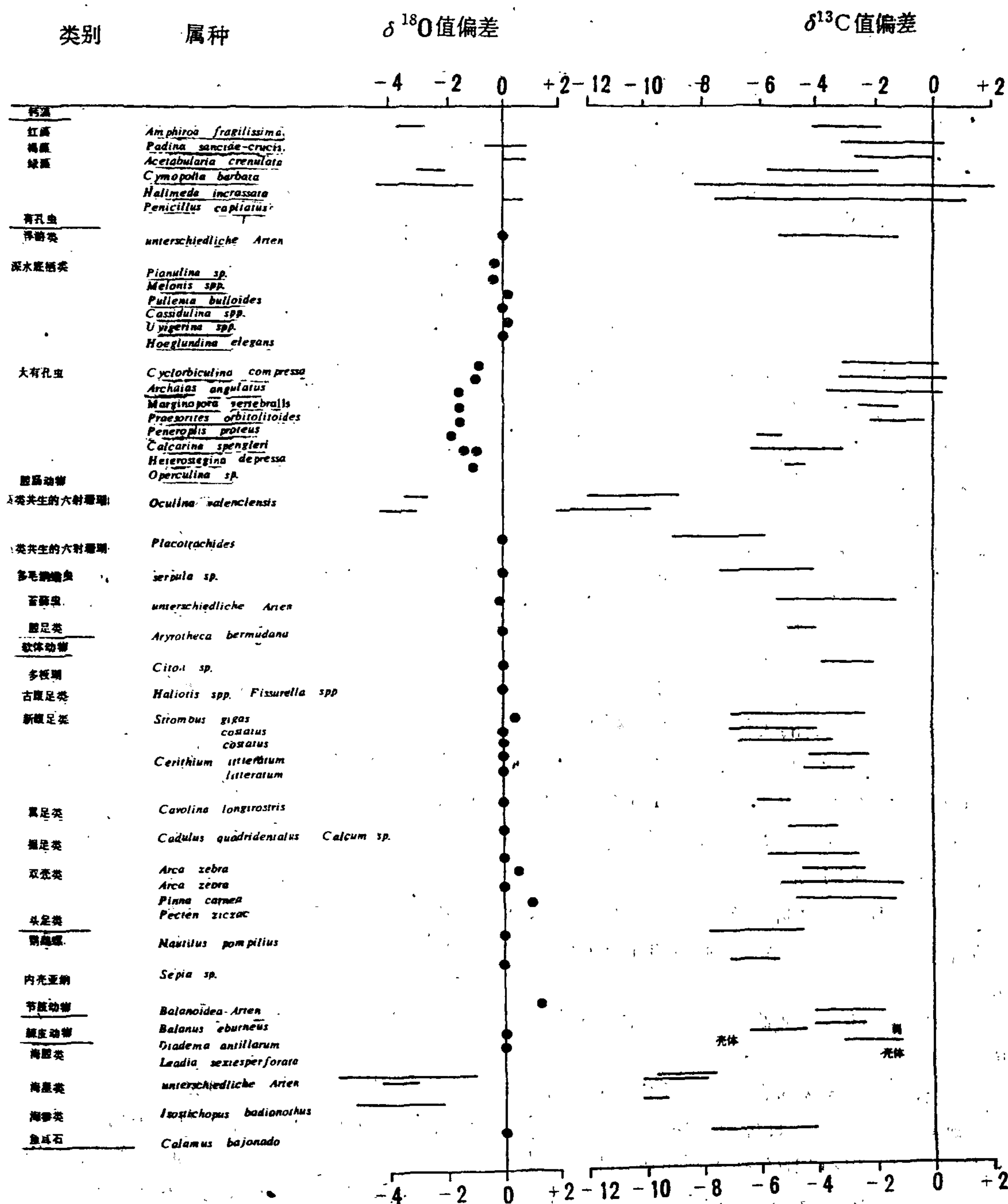


图3—34．不同门类钙质生物骨骼氧、碳同位素组份与海水同位素值的关系

（Wefer讲课，1985）

4．氧同位素分析的应用

氧同位素法已成为研究地质时期内海水古温度，全球气候演变史等重大问题必不可少的手段，在古海洋学研究中得到广泛的应用，并已取得许多引人注目的成果。归纳起来，主要有以下三个方面。

（1）查明地质时期海水古温度的变化趋势。

最突出的是用此法确定了自晚白垩纪（约7000万年）以来全球气候有逐渐变冷的趋势。

Emiliani 早于1954年就根据底栖有孔虫δ值逐渐递增的趋势，确定了自白垩纪以来，全球大洋深水平均温度曾从13 °C逐渐下降到目前的2°C左右。由于在任何时候，任何地区，底栖有孔虫氧同位素温度始终低于浮游有孔虫氧同位素温度，表明大洋的底层水系由高纬地区的表层水下沉扩散而来，所以，从新生代底层水的这种变冷趋势可以推出高纬地区的表层水以致大气圈也存在着逐渐变冷的趋势。

此后，Shackleton, Kennett, Savin, Keigwin, Douglas 等人通过深海钻探岩芯的分析，分别取得了新生代各地质时期氧同位素古温度的资料，分析与确立了与此相关的若干重大事件，目前已被广泛应用于各类文献中，成为阐明新生代古海洋演变的基本史实（详见第七章）。例如，Shackleton 与Kennett（1975）在他们开创性的论文中，通过塔斯曼海区三口钻井的分析，归并成整个新生代的古温度波动曲线。他们将新生代划分出七个主要温度下降期，其中有三次大的跃变：始新世、渐新世之交，南极海冰大规模形成时期；中中新世，南极大陆冰盖开始形成时期；以及晚上新世，北半球冰盖开始形成时期。

Keigwin（1980）进一步利用氧同位素资料分析对比不同地区底表层水温度变化的趋势。他在专题研究始新世、渐新世界面的论文中，对纬度相隔60°的两个深海岩芯氧同位素值进行对比，发现亚南极海站位上的浮游与底栖有孔虫同位素值具有协调一致的变化趋势，并在界面处开始同时急剧变冷；而在热带太平洋站位上，却只有底层水从界面处开始突然变冷，表层水仅有0.3‰幅度的轻微增值（图7—16），显示出不同纬度区水体不同层次温度结构的差异。这项工作不仅进一步说明了全球变冷的趋势，而且还证实了这种趋势是与极地气候变迁密切相关，即包括赤道地区在内所有大洋的底层水均来自极地下沉的表层水，它们具有协调一致的变化趋势。

Shackleton （1982）综合了大西洋与太平洋地区已有的资料，得出了7000万年来全球大洋深水氧同位素变动的一般图式，从图中可清晰地看出新生代时期阶梯状逐渐变冷的总趋势（图3—35）。

最近，Shackleton（1984）比较了7000万年来南大西洋的深层水、南大西洋中纬度表层水和太平洋低纬度表层水的氧同位素变化曲线（图3—36），可以看出：

①大约中新世中期开始，中纬度表层水与大洋深层水之间在经历了大体同步的变动后，温度差距明显变大。由于深层水来自高纬度的表层水，可见当时中纬度与高纬度表层水之间的温差明显增大。

②无论中纬度区或高纬度区，新生代早期温度都比中新世以来的温度高，早始新世的深层水温度可高达12°C。

③不同纬度地区的表层水温变化格局存在着一定的差异，例如太平洋低纬度区从晚白垩世到中新世晚期，表层水温一直徘徊在18°C左右，只是到晚第三纪晚期才明显升高。南大西洋中纬度区的表水在白垩纪时仅有12°C，在古新世晚期和始新世早期最高上升到16°C，始新世中期又降至15°C以下，渐新世初仅8°C左右。直至晚第三纪晚期才有所上升。与此同时高纬度地区能反映表层水温的深层水，在晚白垩世和古新世早期为10°C，古新世晚期升到12°C，始新世晚期降至8°C左右，而渐新世以来仅3～4°C（Shackleton，1984）。

新生代全球气候变化总趋势的确定，无疑是古海洋学研究的一项重大成果。它极大地促进了人们对古气候演变机制的研究。

（2）揭示全球气候周期变化的规律

Emiliani（1955）在研究更新世的古温度时，不仅开创性地根据浮游有孔虫氧同位素资料划分出若干个冰期与间冰期阶段，而且已注意到$\delta^{18}O$值的波动存在着4—5万年的更替变化；他还发现，[illegible]

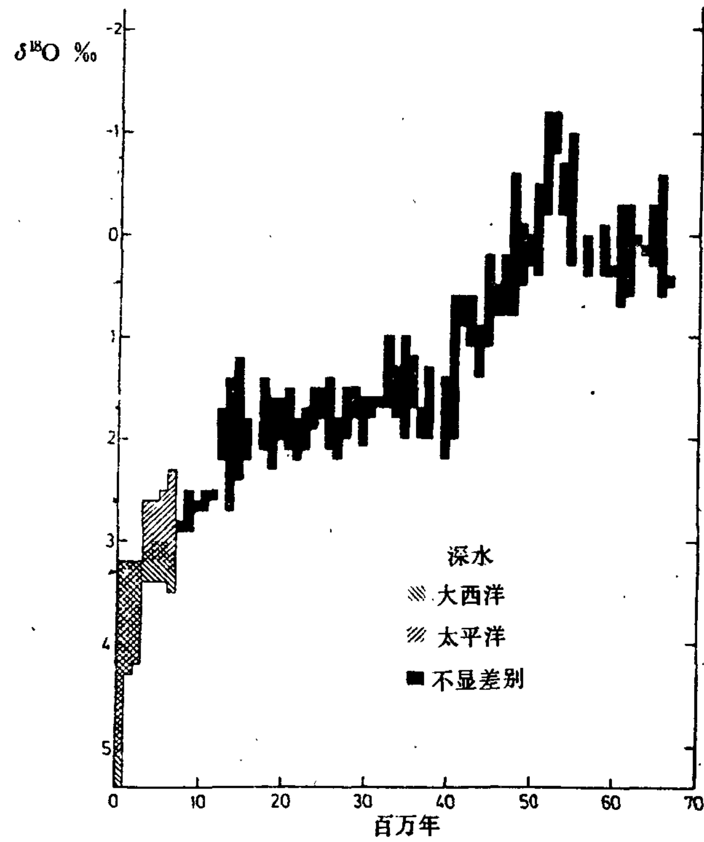


图3—35过去7000万年来，大洋深水(底栖有孔虫)氧同位素测定值(据Shackleton,1982简化)。标定的增量单位为1Ma.

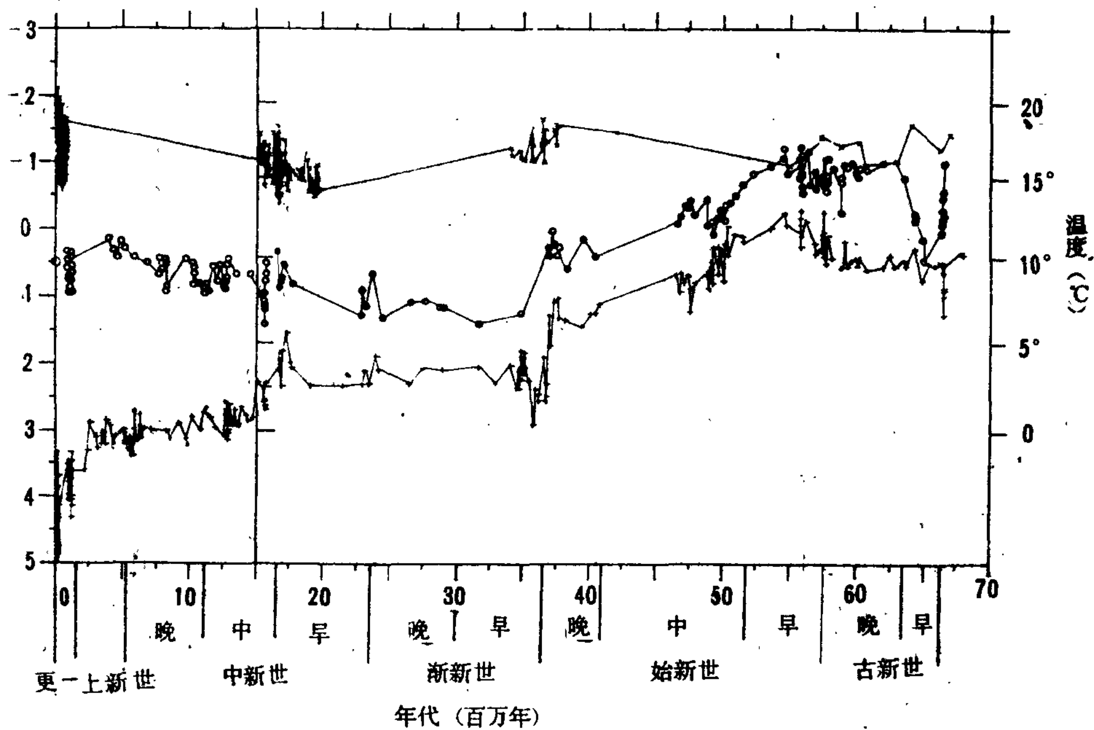


图3—36 据$\delta^{18}O$值作出的七千万年来大洋水温变化 图(Shackleton, 1984)

上方(×符号)为太平洋低纬区表层水温；

中间(○符号)为南大西洋中纬区表层水温；

下方(+符号)为南大西洋深部水温。

中温度极小值出现的周期与北纬65°处夏季日照极小值出现的周期十分一致，相关系数达0.997，从而将古气候周期的形成机制直接与天文学周期联系起来。

Shackleton 与 Opdyke(1973)在 Emiliani 工作的基础上，根据所罗门海台的V28－238岩芯有孔虫同位素资料，将古温度记录一直上溯到布容期与松山期交界，即大约距今70万年前。这期间计有19个同位素古温度期(氧同位素期)，包括时距相近的9个冰期与9个间冰期。

随后，Emiliani 与 Shackleton(1974)对比了太平洋、大西洋及加勒比海的氧同位素资料，综合成一条全球性的布容期古温度变动曲线(图3—37)。在70万年期间，清晰地显示出波长大体相同、近十万年的周期变化；同时，$\delta^{18}O$值的振幅十分相近，具有相近的极大值与极小值。

Shackleton与Opdyke(1976)发表了V28—239岩芯的同位素与古气候研究成果。他们还进一步将古气候记录追溯到距今2.1百万年，并据氧同位素曲线的特征划分为三个时段，大体在距今80万年内有10个冰期间冰期的旋回；0.8—1.4百万年间，为幅度较小，周期较短(40,000年)的变动旋回；1.4－2.1百万年间则显示持续时间较长，变化较大的气候波动。虽然还不能根据一个钻孔的资料作出气候变化的一般模式，但至少表明第四纪全球气候确实存在周期变化的规律 (Savin & Yeh,1981)。

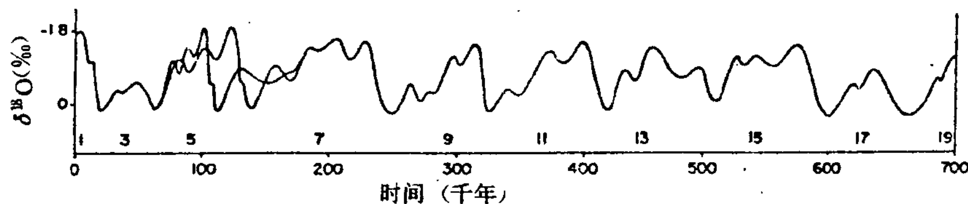


图3—37　经过修改综合的布容期古温度曲线

(Emiliani 与 Shackleton,1974)

除了氧同位素值的周期变化外，深海沉积物的组成也有相似的变化，例如，对于东印度洋90度海岭东翼一系列活塞取芯样的分析表明，在70万年间，$\delta^{18}O$值与碳酸盐百分含量的变化不仅有近十万年的周期，而且还存在40,000年与19,000～23,000年的周期变化(Campbell,1984).Moore等人对太平洋柱状活塞取样的研究，发现更新世沉积物的$CaCO_3$旋回有明显的23,000年与100,000年周期，但在时间上比氧同位素值约落后了6,000年(见任美锷，1984)。

此外，Savin 等人(1975)通过对浮游有孔虫与底栖有孔虫的分析发现，早中新世时期，在气候长期变冷的总背景上也存在着次级的80,000～90,000年周期的温度变动，其$\delta^{18}O$值的变幅在0.2～0.5‰之间，类似于更新世的古温度曲线。近来，在非冰期的更老地质记录中也发现气候有类似的周期性变动，如Herbert 和Fischer(1986)通过对意大利远洋沉积物的碳酸钙含量及黑色页岩韵律性的研究，得出白垩纪中期也存在100,000年和40,000年的气候变动周期。可见，气候的周期性变动有可能贯穿于漫长的地质时期中。

对于这种近10万年的气候周期变化，由于时距过长，不能用大气与海水相互作用或大气与大洋的共振(resonance)加以解释；也不能用地球内部的活动过程(如大陆漂移、造山运动等)或太阳的活动来解释，因为这些活动在时间上的变化远大于10万年的周期。而最为适宜的，当与地球本身的天体运动周期有关(Emiliani 与 Shackleton,1974)。近年来人们已将这种变化周期与米兰科维奇的假说密切联系起来，归结为与地球轨道偏心率约9～10万年的周期，地球自转轴倾斜率约4万年的周期，以及岁差22,000年的周期变化有关(详见第四章)。

气候周期性脉动也必然引起大洋水圈的相应变化，直接或间接地影响着洋流的发生与发展。1983年DSDP 第94航次在对全球气候变化反映比较灵敏的北大西洋37°N至53°N地区钻探发

现，这里寒冷涡流的发生与消亡也是遵循41,000年及100,000年的周期而变化的；极锋以南表层海水温度也表现出23,000年及100,000年的周期更替(Leg 94 Scientific party, 1984)。这些发现为深入研究古洋流、古水团的变迁开拓了新的思路。

(3)建立大洋水柱的垂向温度梯度剖面

现代不同种类的浮游有孔虫是生活在海水表层透光带的不同水深处，实际上它们是分层生活的，因此不同的属种可以标志一定的水深。白垩纪与第三纪浮游有孔虫$\delta^{18}O$值的测定表明，古代绝灭的浮游有孔虫也有类似于现生种那样分层生活的习性，而且不同种的有孔虫各自生活的水深类似于形态上与它们相仿的现生种。Douglas与Savin(1978)模拟现代的分类系统，将已绝灭的浮游有孔虫划分为浅水的(20～50米)米，中层水的(100～200米)，与较深层水的(200～400米)三种类型。这样就可以利用生活在不同水深处的浮游有孔虫以及栖息在不同洋底深度的底栖有孔虫进行系统的氧同位素测定，从而重塑大洋某一时段自下而上温度结构的垂向剖面，了解古大洋水文结构中十分重要的古温跃层的深度以及温度变化的梯度(Savin & Yeh,1981)。

例如，Savin等(1975)研究了生活在表层水至200～400米次表层水中的浮游有孔虫及底栖有孔虫时发现，直到中中新世，整个早新生代海面至200～400米水深处的温度梯度与海面至海底的温

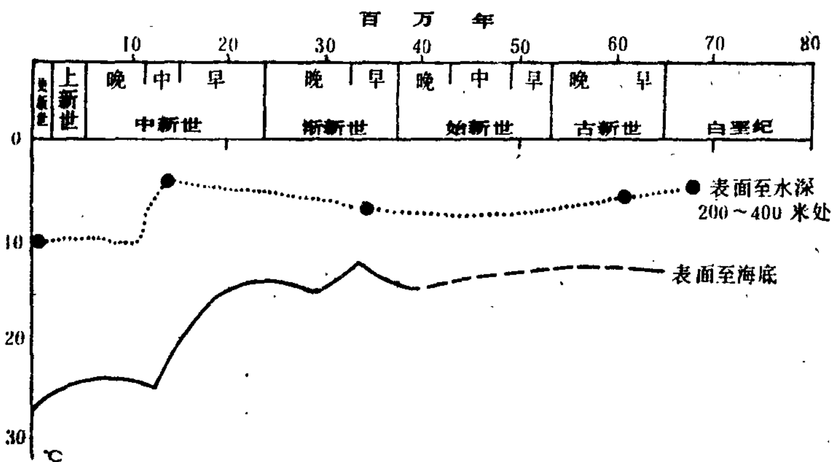


图3—38 第三纪时期低纬地区的垂直温度梯度变化图

(Savin et al.,1975)

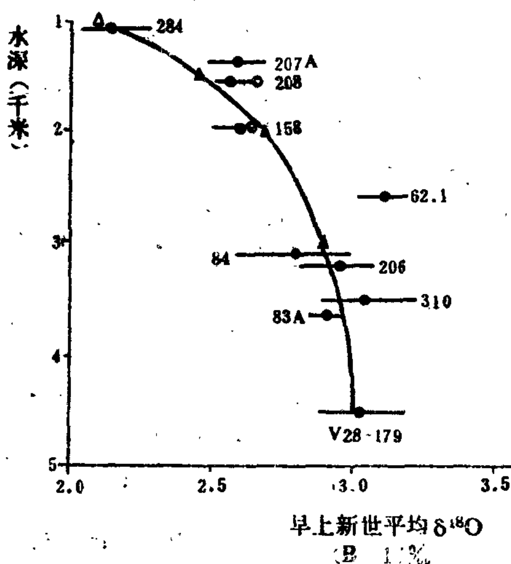


图3—39.早上新世平均的的^{18}O值与水深的标绘图。

(Keigwin等人,1979) 样品主要采自DSDP,误差栅线代表±1标准偏差,编号为站位号。

度梯度之间始终保持一致的变化，而且两者的差值相对较小，当时的表、底层水温度梯度仅是中中新世以后梯度的60%；但在中中新世南极冰盖形成后则开始出现急剧的温度变化，梯度明显加大，因而在表层水范围内出现了狭窄的温跃层(图3—38)。

Keigwin等人(1979)利用热带与温带地区不同深度(1,000～4,500米)处的底栖有孔虫考察了早上新世(距今3～5百万年)时期的太平洋垂向热结构。结果表明，$\delta^{18}O$值随水深加大而递增，在1—2千米的水深处氧同位素值变化最大，谅为当时的古温跃层。而在3千米以下，温度变化梯度比较稳定，在1～4.5千米深度范围内有2.5°左右的温差变化，表现出与现今太平洋相

类似的垂向温度结构(图3—39)。

这样，如果再配合各个时段的表层水等温线图，就可以全面地揭示大洋水体在三度空间上的温度分布特征，为古洋流的研究提供基础资料。

二、碳同位素

在古海洋学和古环境的研究中，碳同位素的分析和解释要比氧同位素复杂得多，其研究历史也较氧同位素为短，然而其重要性和发展前景却在氧同位素之上。正因为影响碳同位素成份变化的环境因素复杂、多样，所以一旦将它们逐一研究清楚后，那么它不仅可以用来推断海水古温度、古盐度、冰期效应，而且还可以用作再造古生产率、大气成份、水体性质以及日照强度等的依据，因此碳同位素已成为当前古海洋学中进展最为迅速的一个方面。

1.自然界碳同位素的分布及其在生物中的分馏作用

如果说生物壳体$\delta^{18}O$值的变化主要是受物理的因素(温度、盐度、冰期效应)以及生命效应影响的话，那么壳体的$\delta^{13}C$值主要是受极其复杂的生命效应所控制，物理的因素占相当次要的地位。

这首先可以从碳同位素的分布与平衡状况来分析。从全球的角度来说，碳分布在若干主要的储库(reservoir)内，相应的碳同位素值有所不同。大气中的CO_2，共含碳0.000069×10^{16}吨，$\delta^{13}C$为-7‰；大洋水体中溶解的CO_2，共有碳0.004×10^{16}吨，$\delta^{13}C$为0‰；碳酸盐沉积层共有碳7×10^{16}吨，$\delta^{13}C$为0‰；沉积物中的有机质共含碳2×10^{16}吨，$\delta^{13}C$约为-25‰；地球内部"原生碳"含碳9×10^{16}吨，$\delta^{13}C$为-5.5‰(?)(Hoefs,1982)从碳同位素的这些赋存状态来看，海水与无机碳酸盐中的$\delta^{13}C$值均为0‰，因此当碳酸盐从海水中沉淀出来时，不会影响到海水原先的$\delta^{13}C$值，即基本上不会引起碳同位素的分馏作用。但当有机物质从海水中析出时，由于两者相差悬殊，必然明显地影响到海水中的$\delta^{13}C$值。

有机质的$\delta^{13}C$值所以有如此大的负偏移值，主要是与生物的生命活动(生长、繁殖、光合作用、新陈代谢等)密切相关，其中尤以光合作用最为重要。在光合 作用下，植物优先吸收较轻的^{12}C，使植物体内$\delta^{13}C$值变小，而大气中或海水中的$\delta^{13}C$值相应升高。这种光合作用的影响是十分迅速而有效的，甚至由于海生浮游植物的光合作用，白昼采集的海水样$\delta^{13}C$值要比夜间采集的要高。一昼夜内，与平均值相比，变化可达±0.1‰；而陆地森林地区大气中CO_2的碳同位素值昼夜变化的幅度可达2‰。一年中，大气中CO_2的$\delta^{13}C$值在夏季由于光合作用加剧而变大，冬季由于有机质化学分解占优势，使CO_2回到大气圈，$\delta^{13}C$值随之下降，但$\delta^{13}C$值的年变化幅度不超过日变化(陈锦石等，1983)。据估算，全球的植物在十年以内可以将大气中所有的CO_2全部消耗掉(如果不考虑循环)。与此相比，从火山中喷发的CO_2需经700年才能完全更新大气中CO_2的成份(据Wefer 讲课，1985)。可见，植物通过光合作用将CO_2转化为O_2的周转过程对于海水$\delta^{13}C$值的变动起着至关重要的作用。实际上，可以认为地球表面碳稳定同位素的分馏作用主要是由植物的光合作用引起的(Shackleton 1985)。

就碳同位素效应而言，海生与陆生植物的表现还有所不同。这是因为海水在与大气交换过程中，趋于更多地逸散^{12}C至大气中，致使大气CO_2的$\delta^{13}C$值明显偏轻。而在光合作用过程中，陆生植物主要是提取大气中的CO_2，因此植物体内的$\delta^{13}C$值亦明显偏轻，通常为-23‰至-35‰；而海生植物则是从海水中游离的CO_2、CO_3^{--}、HCO_3^-中萃取碳元素，相对来说海水含^{12}C少，因而$\delta^{13}C$稍高，其变化幅度从-17‰至-30‰，其中在水温小于10°C的情况下，其$\delta^{13}C$值有随温度下降而更偏负的趋势，但在10°C以上时，其$\delta^{13}C$值限于-17‰至-22‰，且不随温度而变化(Savin & Yeh, 1981)。因此，可以根据有机质的$\delta^{13}C$值的差异作为判别海、陆相的一项指标(同济大学海洋地质系，1980)。海相来源与陆相来源有机质$\delta^{13}C$值的差异，在温暖的气候条件下表现得特别明显，作为判别标志比较有效。在

河口湾及近岸带等过渡沉积中，还可用$\delta^{13}C$值的大小来衡量陆源与海洋源有机质的相对含量，即$\delta^{13}C$值随离岸距离的增加而增加。当然，这种定相标志也存在着多解性，因为某些过份偏负的$\delta^{13}C$值有可能部分地反映大洋表层较低温度的影响，而不一定是陆源有机物注入量增加的结果。

此外，有机物质还包含许多动物遗体的成份，对它的$\delta^{13}C$值有一定影响，但海洋动物自身不能制造营养物质，仅靠摄取其他生物为生。从食物链的角度来看，它们都是消费者，最终都是依赖低等的浮游植物（藻类）为生，因此它们体内碳元素的同位素值十分接近于它们的食料(Savin & Yeh,1981)。同时，动物在制造自身的骨骼时，也有吸收更轻的碳同位素成份的趋势。因此，相对于海水碳同位素标准值来说，无论是植物还是动物，都表现出大幅度的负偏移。

Wefer在研究各类生物氧同位素与海水间平衡问题的同时，也研究了碳同位素的平衡问题。由于各类生物$\delta^{13}C$值的变化幅度普遍较大，因此只能用一条线段来代表它们偏移海水标准值的范围(图3—34)。从图中可看出，所有的生物均向负值偏移，且离标准值0‰有一定距离，显示出生命效应的明显影响。其中有孔虫与软体动物偏离较小；造礁珊瑚偏离最大，可达—10‰至—12‰；有些生物如棘皮类，生物个体各部分表现也不一样，壳体的$\delta^{13}C$值负偏移大，而棘刺则较小。此外，各类生物个体在其生长发育的不同阶段也会由于生命效应的不同而引起$\delta^{13}C$值不同方式的变化。深海底栖有孔虫随着年龄的增大，$\delta^{13}C$值保持不变；而属于粟米虫类(miliolids)的大有孔虫，如*Marginopora vertebralis* 由于成年期生殖房室的生长速度极快，萃取的^{12}C增加，因此$\delta^{13}C$值由幼体到成体逐渐变负；属轮虫类(rotalid)的大有孔虫，如*Heterostegina depressa* 由于成年期生长减慢，$\delta^{13}C$值具有相反的趋势；软体动物开始生长缓慢，而一般到达繁殖期，新陈代谢作用显著加强，引起碳同位素值快速偏负，其后又趋缓慢；藻类如仙掌藻*Halimeda*，在其钙化过程的二个不同阶段可以具有二个不同的碳同位素值；鹦鹉螺、鱼耳石及部分造礁珊瑚测得的$\delta^{13}C$值可与$\delta^{18}O$曲线发生协调一致的起伏变化，而另一部分造礁珊瑚的$\delta^{13}C$值与$\delta^{18}O$曲线相比可有超前与滞后的现象(图3—40)。对后两种同位素分馏作用的机制，目前还不清楚，但充分说明了生命效应的复杂性。

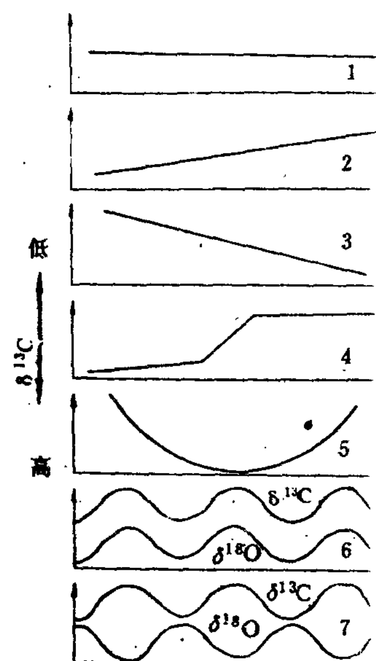


图3—40 各类生物个体生长发育过程中$\delta^{13}C$值变动的理想模式图

（据Wefer讲课，1985）

①深海底栖有孔虫； ②粟米虫； ③轮虫； ④软体动物； ⑤藻类； ⑥鹦鹉螺、鱼耳石及部分造礁珊瑚； ⑦部分造礁珊瑚。

2. 物理因素对壳体$\delta^{13}C$值的影响

总的来说，温度、盐度等物理因素对壳体$\delta^{13}C$值分馏作用的影响远不及对$\delta^{18}O$值的影响大，据估算，温度1°C的变化可引起$\delta^{18}O$值0.2‰左右的变化，但仅能使$\delta^{13}C$值发生0.035‰的变化(Savin & Yeh,1981)。因此，颇难应用$\delta^{13}C$值来反映温度的变化。但在一定条件下可以配合其他标志作为推断古温度变动的一种辅助资料。例如，Shackleton与Kennett(1975)在研究西南太平洋新生代古温度时，发现除了始新世的某些片段时间外，底栖与浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 值具有协调一致的变化，并可与Douglas 和Savin(1973)所作的工作相互印证。同年，他们在研究晚新生代地层时发现$\delta^{13}C$ 值的波动曲线与$\delta^{18}O$值曲线以及其他参数曲线的变化几近一致(图3—41)，显示出$\delta^{13}C$值也能反映温度的变化，即大体上，低温水体使$\delta^{13}C$偏负，暖水趋正。然而，在

某些地层中，如大西洋全新世的地层，也有反常情况的报导(Keigwin,1980)。因此，为了研究温度等物理效应，尚需建立特定的相关模式。在具体计算时，还应假定任何站位上生命效应不随时间而变化，在这种情况下，如果诸钻孔偏移值之间表现出协调一致的变化，那么就可以认为$\delta^{13}C$值的变化主要是反映海水本身的同位素变化(Bender & Keigwin,1979)。

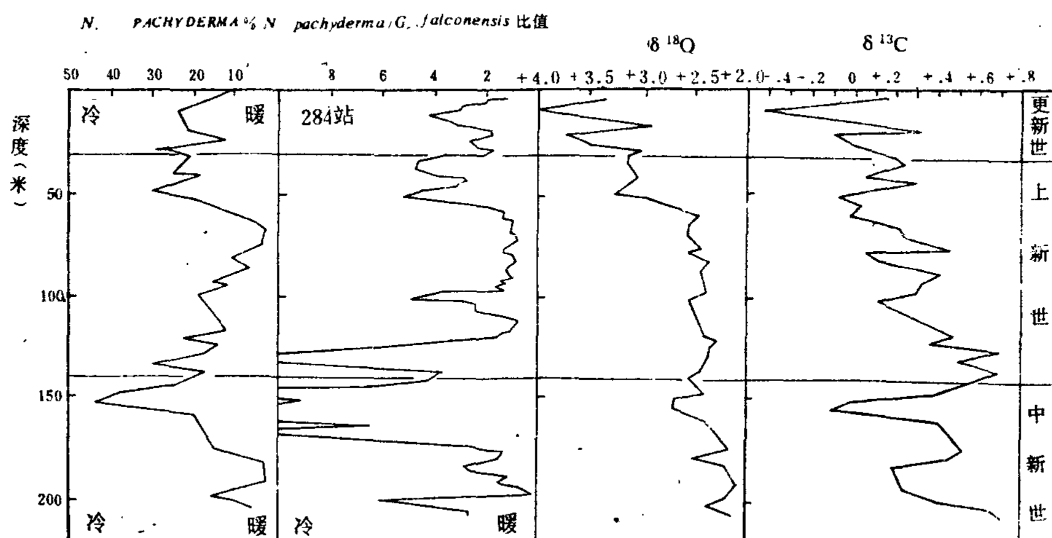


图3-41 DSDP-284号钻孔中*Uvigerina*的氧、碳同位素曲线和*N.pachyderma*的百分含量及*N.pachyderma* 对*G.falconensis* 的比值随深度变化的曲线图。
(Shackleton 与 Kennett,1975)

但是，近年来的工作表明，即使存在着这种趋同的变化，也不一定是由温度引起的。Wefer(1985)在菲律宾地区对造礁珊瑚作氧、碳同位素测定，发现这两种曲线都具有季节性变化的特征，而且相互呈平行的正相关变化。实验表明，$\delta^{13}C$的这种变化与温度无关，而与太阳光线的强度有关。这是由于珊瑚生活在浅水区，对于光线的强弱十分敏感。当光线过强时，不利于珊瑚的生长。而菲律宾地区的夏季、往往多云层，光线较弱，珊瑚可快速生长，因而从水中萃取的^{12}C量增大，使$\delta^{13}C$值偏负；冬季时，云层少，光线增强，生长速率减缓，$\delta^{13}C$值趋正。这样，$\delta^{13}C$值的季节变化曲线与在温度控制下的$\delta^{18}O$值季节变化曲线可呈同步的变化，但这两条曲线却具有不同的含义。而在其他夏季光线强、冬季光线弱的地区，就可能得到完全相反的效应。因此，在这种情况下，碳同位素组份的变化可以用来研究古代光线强弱的变化，即云盖的程度，以及水、气交换等情况，这是有很大意义的。

3.碳同位素分析法的应用

碳同位素除了在一定程度上反映温度、光强或云层等已如上述外，更重要的还有以下几方面的实用意义。

(1)反映森林植被面积及冰期效应。

据Shackleton(1977)估计，全世界陆生植物的总含碳量为8.4×10^{17}克，与此相关的土壤、泥炭中的含碳量为12×10^{17}克，两者合计可达2×10^{18}克。其中一半以上属于热带雨林与热带季节森林地区。冰期时，原间冰期的北方森林被冰雪覆盖，或成为冰原，而热带地区又变得十分干旱，其森林面积也大为减少，因此森林总面积急剧下降，大量的^{12}C转移到大气中，通过海水与大气的交换，直接影响到海水的碳同位素。根据对大西洋、太平洋、南大洋7个钻孔底栖有孔虫$\delta^{13}C$资料的系统研究，确定末次冰期的$\delta^{13}C$要比全新世的$\delta^{13}C$平均低0.7‰(Shackleton,1977)。陆生植物与其腐殖质碳同位素值明显偏低，其$\delta^{13}C$在-26‰左右，若间冰期，海水$\delta^{13}C$近于$+0.5$‰，则森林土壤储存的碳需减少33%(即9×10^{16} 莫尔)才能使大洋—大气储库中的$\delta^{13}C$降低0.7‰，即低至—

0.2‰(Broecker,1982).与此相反，间冰期时，森林大规模复苏，海水的$\delta^{13}C$随之回升。Shackleton 发现深海第四纪沉积物中底栖有孔虫的$\delta^{13}C$有过多次周期性变化，周期约10^5年，变幅为0.5‰，他认为这代表了第四纪冰期—间冰期旋回引起的大陆植物量的变化(任美锷，1984)。

在研究全球森林面积变化时，考虑到海水浅层$\delta^{13}C$值垂向变化甚大，浮游有孔虫的$\delta^{13}C$值也不够稳定，因此一般多用底栖有孔虫的碳同位素值来反映全球植被的消长。图3—42是Shackleton(1983)对北大西洋12392号深海柱状样(水深2573米，25°10′N，16°50′W)用底栖有孔虫葡萄虫*Uvigerina* 作出的$\delta^{18}O$与$\delta^{13}C$值曲线图。由图可见，更新世冰期—间冰期森林面积与冰盖体积的变化有着较好的对应关系。

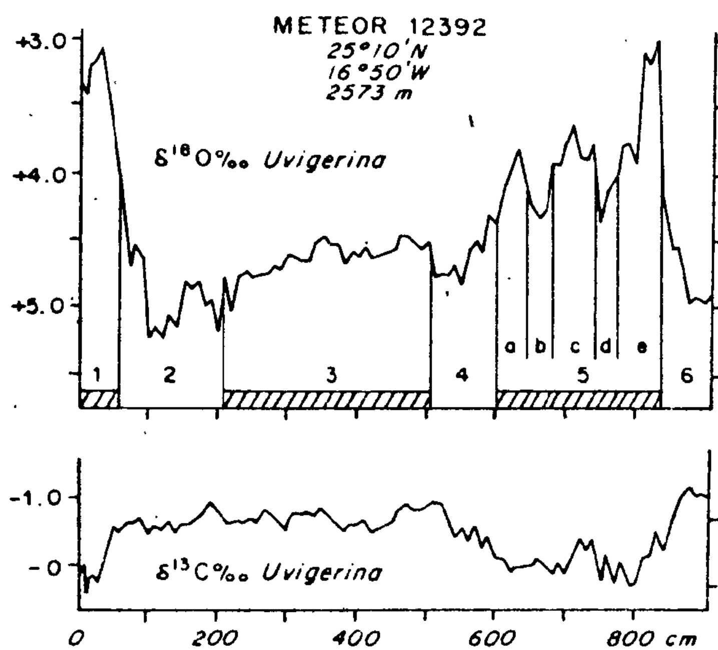


图3—42 北大西洋12392柱状样中*Uvigerina*的氧、碳同位素曲线比较图
(Shackleton,1983)

(2)指示水团的性质(肥力、含氧量)，来源及年龄。

实际上，单用植被面积的增减来解释$\delta^{13}C$值的变化尚过于简单，它还可能受到大洋水团本身的性质与结构等众多因素的制约。不同的水团可具有不同的碳同位素组份，如西非的海岸上升流发育区，其源地水中CO_2的$\delta^{13}C$值比北大西洋表层水平均低2‰。而冬、夏上升流中的浮游有孔虫*Globorotalia inflata* 与*Globigerinoides ruber*红色壳的$\delta^{13}C$值也比正常表层水低 0.5‰(Ganssen & Sarnthein,1983).同是大西洋的深层水，来源于挪威海的$\delta^{13}C$值高，来源于南大洋的$\delta^{13}C$值低，因而用底栖有孔虫的碳同位素分析可以追溯深层水的来源(Duplessy & Shackleton,1985)。

在深海的垂向剖面中，CO_2、$\delta^{13}C$含氧量等都存在规律性的变化。在大洋表层，作为初始生产者的浮游藻类，通过光合作用大量吸取水体中的CO_2使其含量大幅度下降。据估算，目前大洋表层水中平均的CO_2分压(295×10^6大气压)仅相当于深水CO_2分压(1000×10^6大气压)的1/3(Broecker,1982)。由于生物在吸收CO_2时倾向于攫取其中的^{12}C，因而随着CO_2的含量下降，$\delta^{13}C$值却明显升高，可达1.8～2.0‰(Savin & Yeh,1981)。同时，由于藻类在吸收CO_2进行光合作用的过程中还要释放出O_2，所以在表层水中的含氧量也相应升高。随着深度加大，到达缺氧层，生物遗体与碎屑在沉降过程中不断发生腐解，在转换成营养盐时，吸收O_2，释放CO_2，并使^{12}C回归到海水中，因而使这里的营养盐含量(肥力)与CO_2含量明显增加，而含氧量及$\delta^{13}C$值却大幅度地减少。再向下至中层及深层水体，

有机物质减少，同时由于极地表层水为深层水带来O_2，致使深水团流经地区的含氧量及$\delta^{13}C$值再度上升。图3—43显示了海水中O_2，CO_2，$\delta^{13}C$以及$\delta^{18}O$的典型垂向剖面，其中$\delta^{13}C$与O_2含量呈近乎平行的变化，由此说明水体的含氧量可以通过$\delta^{13}C$曲线指示出来。经估算，当每公斤水中减少5ml的氧气时，$\delta^{13}C$值将相应减少2‰（据Wefer讲课，1985）。

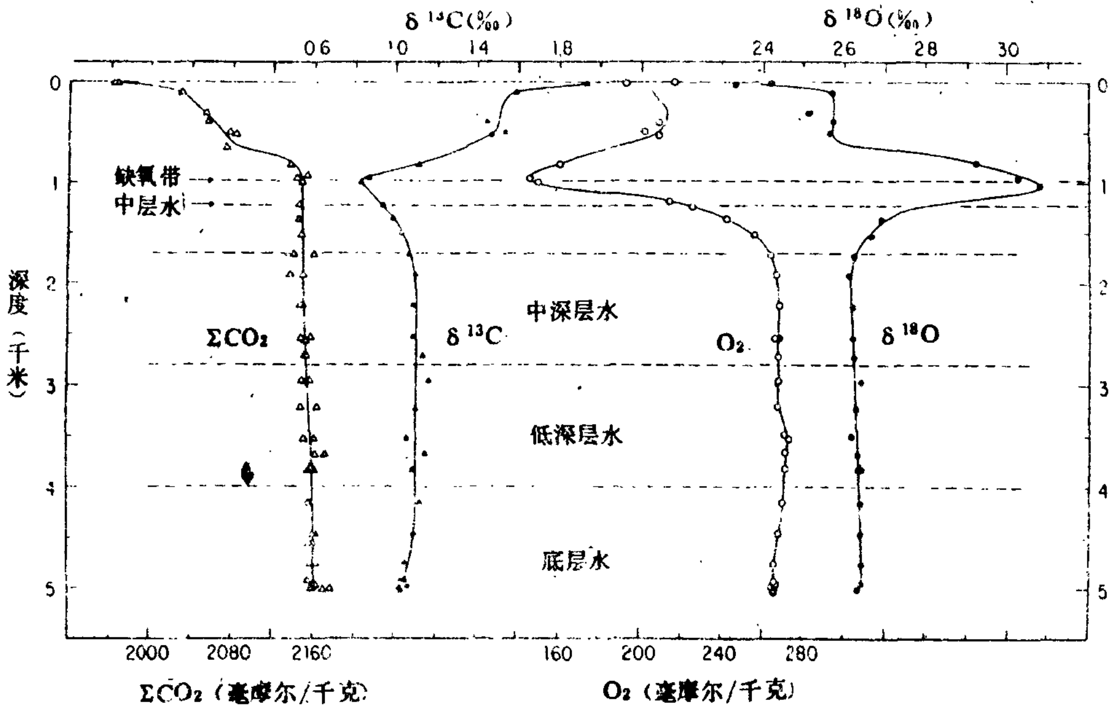


图3—43 北大西洋水柱中，二氧化碳总量（ΣCO_2），碳同位素（$\delta^{13}C$），溶解氧（O_2）及氧同位素（$\delta^{18}O$）的垂向剖面图

(Kroophick et al.,1972,转引自Savin & Yeh,1982)

因此，在一定条件下，$\delta^{13}C$值可以用作肥力、含氧量的标志。此外，大洋深部水团形成后，随着年龄的增长，由于底栖生物的生命活动以及遗体的腐败作用而不断地耗氧，使水团的含氧量递减，有机质及CO_2含量递增。按同样的道理，这些变化必然会在$\delta^{13}C$值上反映出来，因此它又是确定水团年龄的一个参数。在同一水团流经的不同位置上，或不同年龄的水团之间，都可以由于含氧量与肥力的差异，显现不同的$\delta^{13}C$值。因此，在深水中，$\delta^{13}C$值的地理分布格局，实际上是深水环流模式及其演变历史的反映（Kennett,1983）。例如，通过北大西洋罗卡尔海台DSDP 522A站岩芯与太平洋V28—179站岩芯深水$\delta^{13}C$曲线的对比，可以发现自3.5百万年以来，前者的$\delta^{13}C$相对于后者始终向正偏移约1‰，表明其含氧量持续相对较高，因此水团年龄较轻，推断在3.5百万年前后才出现这股新的北大西洋水团（NADW），它是由挪威—格陵兰海冬季表层水变冷变密而下沉到深部形成的。而太平洋地区的深水则来自南极底层水（AABW），年龄明显较老，在其运移到太平洋的途中经历较长时间的耗氧，在有机质腐败过程中使CO_2与^{12}C回归海水，致使$\delta^{13}C$值相对偏负，与新生的NADW显然有别（Shackleton et al., 1984; Brian, 1984）。又如，对北冰洋两个岩芯所作的晚第四纪碳同位素测定，发现从末次冰期终止期（Termination I）开始，$\delta^{13}C$值稳定地增大，趋正，表明由于气候转暖，冰盖后退，比较富含氧的北大西洋漂流通过Fram海峡侵进北冰洋，并渗透到整个盆地，从此构成了北冰洋现今的环流格局（Zahn,1985）。根据三大洋四十个深水柱状样中底栖有孔虫*Cibicidoides*壳体$\delta^{13}C$分析的结果，末次冰期和全新世$\delta^{13}C$的差值在各大洋并不相同：东太平洋平均相差0.4‰，北大西洋相差0.7‰，而南大洋差别最大，竟达1‰。现在南大洋的$\delta^{13}C$值介于北大西洋与太平洋深部水之间，而末次冰期时南大

洋的$\delta^{13}C$值与太平洋深部水相同，说明营养物质贫乏的北大西洋水当时在南大洋所占的比例比今天少得多(Curry et al., 1986)。

此外，在地质历史时期，还出现过若干次$\delta^{13}C$值大幅度偏移事件。如中新世中期的碳同位素高值，以及新生代古海洋研究计划(Cenozoic Paleoceanography Project 简称CENOP)中发现大约六百多万年前的晚中新世有幅度达0.6—0.8‰的$\delta^{13}C$值全球性偏移(Savin & Yeh, 1981)。这样的偏移事件，可能导源于大洋中CO_2循环的急剧变化，这种变化又可能受制于上升流速率的减缓，深水环流模式的重新改组，或其他重大事件的发生(Bender & Keigwin, 1979)。

有趣的是底栖有孔虫壳体$\delta^{13}C$的差别，还可以反映沉积水中的含氧量和海水的生产率。底栖有孔虫有表生与内生之分，表生种的$\delta^{13}C$与底层水平衡，内生种的$\delta^{13}C$与沉积水平衡。如果海水的生产率高，有机物沉积速率高，沉积水的含氧量便低，$\delta^{13}C$也低，于是内生种的$\delta^{13}C$就会显著低于表生种。*Cibicidoides wuellerstorfi* 的$\delta^{13}C$比*Uvigerina peregrina* 类重0.9‰，其原因并不是"生命效应"，而在于前者是表生种，后者是喜富养水的内生种(Zahn et al., 1986; Corlise, 1985)。

(3)指示大气成份，生物量及有机碳堆积量的变化

大气中的组份，特别是CO_2的含量变化对全球气候变迁的影响甚大。据估计，当大气中CO_2浓度比现在增加一倍时，将通过大气圈的温室效应(greenhouse effect)使全球的平均气温增加1.5—4°C(Neftel et al., 1983)。因此尽管在地质时期中(至少近一百万年来)地球轨道参数的变化是全球气候变动的主因(见第四章)，但大气CO_2含量以及地球表面反射率(albedo)的变化则是增进气候变化的两个强化剂(Broecker, 1982)。除了工业化后人类的影响因素外，全球各种自然条件，例如生物界的变化，洋底热水活动强度的变化(Owen & Rea,1985)都能直接或间接地引起大气中CO_2含量的变化，从而影响到全球的气候变更。

80年代初期，法国与瑞士的科学家在研究地质时期大气中CO_2含量变化方面获得重大成果。他们利用新的干燥萃取技术(dry extraction technique)从采自格陵兰、南极等极区的冰芯所包裹的气泡中提取空气，用红外激光光谱仪(IRLS)测定了这些古代冰层中的大气组份，为大气痕量气体含量的天然变化提供了重要的证据。通过对比，发现在末次冰期最冷时期(20,000～15,000年前)大气中CO_2含量(0.016%)是今天含量(0.033%)的一半(图3—44)(Delmas et al., 1980)。尽管不同工作组所取得的具体数据略有不同，但都证实了地质时期内大气CO_2曾发生过巨大的变化。此外，他们还确定了CO_2含量的增加与气候变化之间的时差不超过±2,000年(Neftel et al., 1982)。84年1月，在佛罗里达召开了"二氧化碳与碳旋回的天然变动"讨论会，会上提出的深海岩芯新资料进一步确定，CO_2含量的变化先于冰盖范围的变化(Campbell,1984)。如果地球轨道参数的变化是引起冰期一间冰期气候变化的最终原因，那么这种超前现象意味着大气CO_2含量的变化是介于其间的一种中间媒介，起着某种"杠杆"的作用(Kerr,1984)。因此，对于超前与滞后问题的研究将是一项十分有趣，而有待深化的课题。1984年国际海科委决定成立的"二氧化碳与碳循环的地质变化"工作组，将在1987年举行"全球碳循环：古气候展望"的专题会议，相信将能推进这方面的研究。

大气与大洋表层海水的CO_2具有十分密切的联系。大气中的CO_2与大洋中游离的CO_2、HCO_3^-、CO_3^-进行不间断的交换，而大洋中的含碳量约为大气的60倍，因而大气的CO_2浓度依靠大洋巨大的碳库储备得以保持稳定，并以错综复杂的方式受到大洋表层水总CO_2量的控制，形成一个大洋—大气耦合体系。

在地质时期中，可以有众多的原因引起大洋—大气系统中CO_2含量的变化。例如CLIMAP(1976)再造末次冰期表层水温度时，计算出当时平均水温比现在低2.5°C左右。已知每冷却1°C将使表层海水的CO_2分压下降13×10^{-6}大气压，因此冰期时CO_2分压下降约33×10^{-6}大气压，表明CO_2含量显著减少。但与此同时，由於冰盖的形成，使海水盐度上升约0.9‰，由此造成海水CO_2分压相对升高，补偿了

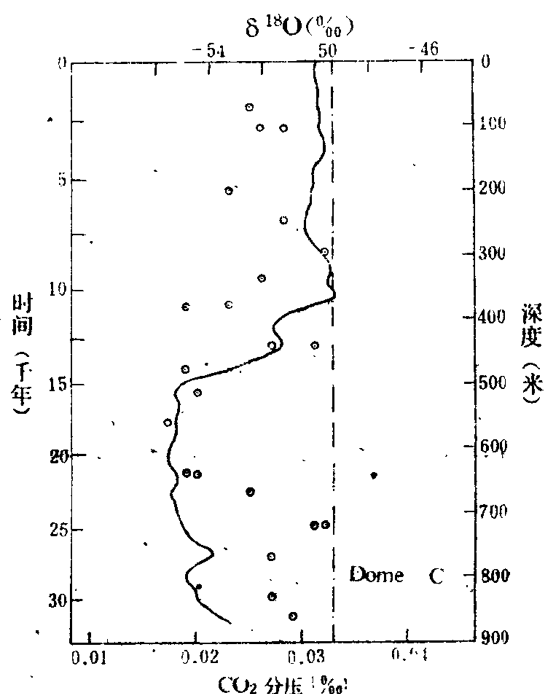


图3-44 Dome C 冰芯气泡空气中CO₂百分含量(V/V)的变化曲线图

Delmas et al., 1980)注意距今22,000~15,000年间CO₂含量的低值区，现今大气CO₂含量(0.033%)用点划线表示

由温度引起的下降值约2/3。此外，由于冰期与间冰期对碳酸钙溶解作用的影响不同，也会引起海水中CO_2总含量的变化。经计算，末次冰期极盛期的含量稍高于间冰期，两者的比值为1.15±0.5(Broecker,1982)。这样，由海水表温、盐度、冰川体积等因素变化引起的大气CO_2浓度变化仅占实际变化的5%(Neftel,1982)。因此，如果当时不存在其他海水化学性质上的变化，则大气CO_2含量将保持近于恒定。但事实上CO_2含量却存在着大幅度的变化，可见大洋表层水体必定发生过显著的化学变化。

Broecker(1982)认为海水化学性质变化主要是由于大洋中PO_4含量变动引起的。经计算，末次冰期PO_4平均含量为3.1毫微升/千克，而全新世时期降为2.2毫微升/千克。众所周知，海水中磷、氮等元素是生物赖以生存的营养物质。它们的含量多寡，直接影响到生物繁殖量的增减，因而也决定了海水表层CO_2被提取的程度。大洋中的生物在建造它们的机体与骨骼的过程中取走大量的CO_2，如果大洋中无任何生物存在，大洋—大气系统中的CO_2将比现在的浓度增加2倍(Keer, 1984)。在冰期，由于洋流循环加快，上升流加强，水体富含营养，P/C比值相对增加，生物量随之猛增，因而水体中CO_2大幅度减少，大气中CO_2含量降低；相反，当间冰期开始时，由于海平面上升，海水向广大的陆架与海湾地区侵进，大量富含有机质的沉积物沉积在这些地区，致使大洋中PO_4的含量大幅度降低。生物量骤减，这样，大气CO_2含量复又回升。生物量的这种巨大变动也可以通过深海区生物成因沉积物的沉积速率差异得到佐证，冰期时，平均沉积速率约2厘米/千年，间冰期则为1.5厘米/千年(据许靖华讲课，1985)*。因此，大气CO_2含量的变化不仅反映了气候的变动，还可以间接地标志大洋生物量的变异。

但是，除了从极地冰芯的气泡包裹体中直接测出地史时期大气的CO_2含量外，目前还找不到直接量度古代CO_2含量的手段。Broecker(1982)发现现代各大洋中，无论是表层水或是深层水，它们的$\delta^{13}C$值都与PO_4值的变化呈线性的对应关系，而表层水与深层水的$\delta^{13}C$差值则可以反映海水平均含磷量的变化(也即CO_2含量变化)。他认为可以利用不同时期浮游有孔虫与底栖有孔虫$\delta^{13}C$值之间的差值($\blacktriangle\delta^{13}C$)间接地表征大气$CO_2$含量的变化。很明显，这是由于碳同位素组份在大洋、大气交换反应中的行为是与CO_2相同的，即表层水中由于CO_2的减少，$\delta^{13}C$值相应增大，但是深水储库中的$\delta^{13}C$值由于不受表层生物量变异的影响，因此一般都保持稳定不变，这样表层与深水间碳同位素组份的差值$\blacktriangle\delta^{13}C$可以作为大气$CO_2$含量变化的监察器。例如，经计算，末次冰期时表层水与深层水间的$\blacktriangle\delta^{13}C$为2.47‰，而今日大洋中的$\blacktriangle\delta^{13}C$为2.05‰，这表明，$\blacktriangle\delta^{13}C$的变化与有机碳及磷元素的转化过程是协调一致的(Broecker,1982)。

Shackleton 等(1983)分析了东太平洋 $V_{19}-_{30}$柱状样，证实了 Broecker 上述的基本设想。通过测定浮游有孔虫 *Neogloboquadrina dutertrei* 与底栖有孔虫 *Uvigerina senticosa* 的$\delta^{13}C$值，

* 指1985年在同济大学的讲课，下同。

发现两者的差值▲δ^{13}C 曲线显示出冰期时升高，间冰期时下降的趋势(图3—45)。图中设曲线起点(即岩芯顶部)的δ^{13}C 值与史前大气中 CO_2的分压值(即 280 P.P.m.V)相对应，并以 Broecker 有关表层水δ^{13}C 值与溶解 CO_2间对应关系的理论模式作为大气中 CO_2浓度值读数的标尺，从而可以通过图上的▲δ^{13}C 值直接读出大气中 CO_2浓度的估算值(见图左侧的标尺)。图中还以粗曲线标上 Neftel 等人推论的几万年来大气中CO_2含量的变动范围，从中可以看出有孔虫的▲δ^{13}C 值确能很好地反映大气中 CO_2含量的变化。

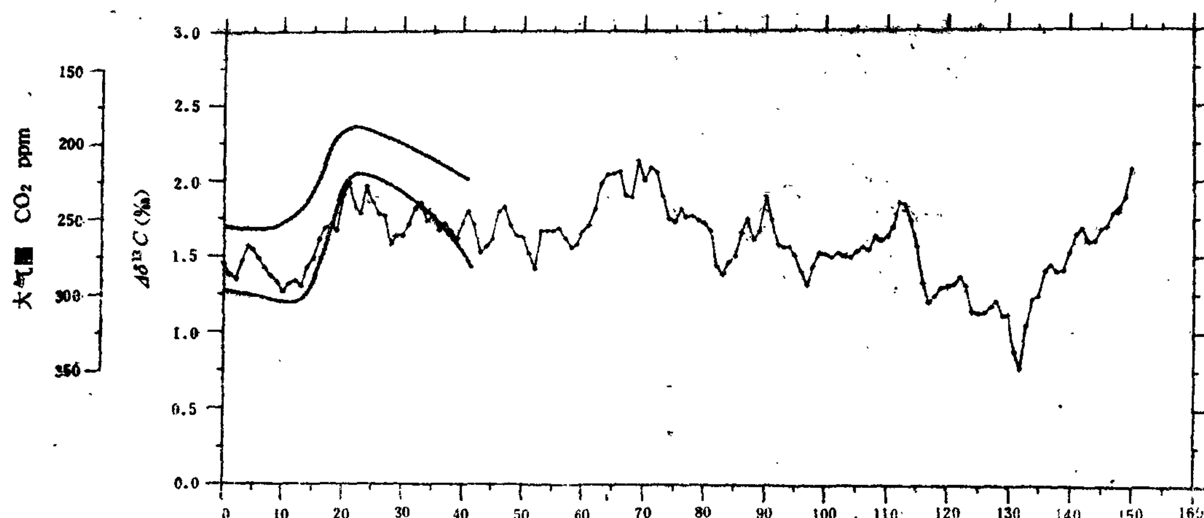


图3—45 热带东太平洋 V_{19-30}柱状样中15万年来浮游有孔虫 *N.dutertrei* 与底栖有孔虫 *U. sentioncosa* 碳同位素组份的差值▲δ^{13}C 变化图

(Shackleton 等，1983)左侧为与此相应的大气中CO_2含量的标尺；粗线为 Neftel 等人推算的几万年来大气中CO_2含量的变化范围。

Shackleton (1985) 进一步利用大洋中δ^{13}C 值的变化推断有机碳的堆积速率。根据 DSDP 南大西洋525，528站位岩芯全样分析所得的新生代δ^{13}C 值变化曲线(图3—46)，实际上是反映了有机碳堆积速率的变化，据此可以推算出6000多万年来埋藏有机碳总量的变化曲线(图3—47)。显然，这类研究对于有机燃料勘探的战略考虑具有重大的意义。

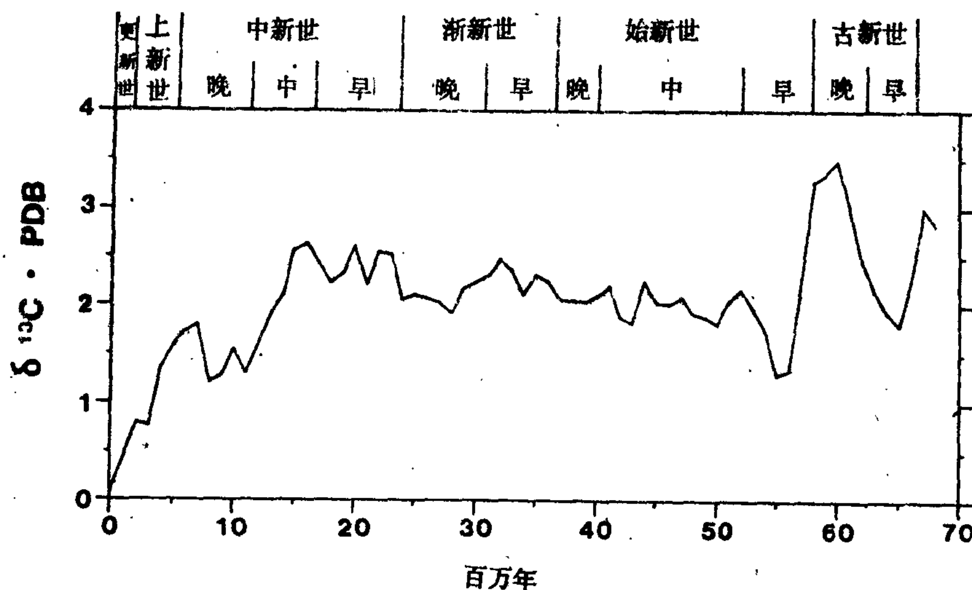


图3—46 南大西洋 DSDP 525, 528 钻孔的新生代δ^{13}C 记录
(Shackleton, 1985)

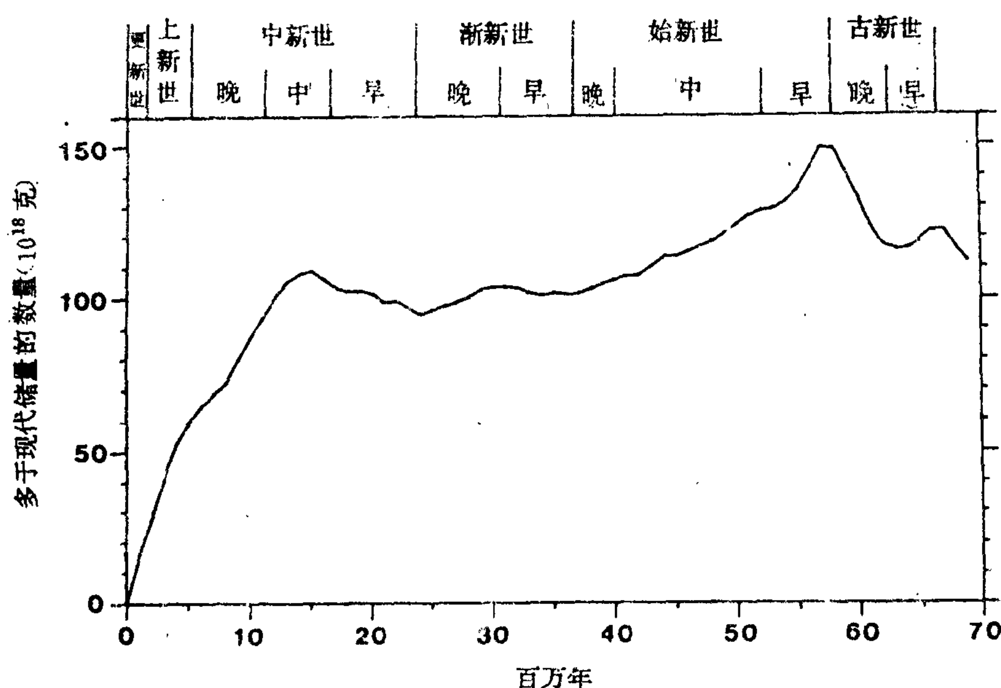


图3—47 新生代以来全球有机碳埋藏量的变化
(Shackleton, 1985)
(此图系由图3—46得出)

生物量的变化不仅可用来恢复冰期-间冰期的更替，而且对于地史上若干重大事件的研究也具有较大意义。在一次灾变事件(详见第七章)发生时，除了造成许多种属的生物灭绝，分异度骤然下降外，还直接引起生物量大幅度减少。这样，水体中 CO_2的消耗量明显降低，导致水体 PH 值下降，水质偏酸。因此生物的生态环境(主要是海洋化学方面)发生极大的变化，形成一种称为"死劫难海洋"(Strangelove Ocean)，即灾变性海洋*。在几千年至几万年的短暂时间内，浮游生物的生产率受到极大的抑制，甚至难以生存。因此，由浮游生物引起的碳同位素分馏作用近于停顿，表层水中^{12}C 大量增多，$\delta^{13}C$ 值急剧偏负。再通过表层水与底层水的混合作用，可使整个大洋水柱从顶到底$\delta^{13}C$ 值几近一致。例如，在白垩系与第三系界线层处，在大约3—5万年或更多一些时间内，有$^3/_4$的生物灭种，表层水的$\delta^{13}C$ 值可负偏到−2‰至−3‰，与底层水十分相近，显示出生物繁殖量极大地减少 (Hsü et al., 1985)。

这样的工作现已推广到对寒武纪末，古生代末等"代"际界线层的研究。如在浙江长兴县煤山二叠系与三叠系的界线粘土层中发现$\delta^{13}C$ 从0.1‰骤降为−1.9‰ (Sun et al, 1984)。又如，经对长江三峡与云南昆阳两个相隔近1000公里的剖面研究，在前寒武系与寒武系界线层 (China A层)的黑色页岩中均测出$\delta^{13}C$ 值相对于正常值发生约5‰的负偏移 (Hsü et al., 1985)，联系在这些界线层上都发现的铱异常(详见第八章)，表明在地质时期中，"代"与"代"之间的交替可能与地外灾变因素有关。

除了利用$\delta^{13}C$ 值推断大气CO_2含量变化外，Shackleton (1985) 还用$\delta^{13}C$值间接地估算了大气中 O_2的含量变化，认为新生代绝大部分时期内，大气中的O_2含量比现代高20%。这一成果可为地质时期大气组成演变的研究提供基础资料。

目前，对于大洋—大气耦合体系中碳、磷、氮、氧等元素在地史时期中化学变动的研究，已经成为引人注目的课题。尽管这些研究尚处在探索阶段，但它已经涉及到这些元素的历史演变是如何与板

* Strangelove 是美国现代流行小说中虚构的一个战争狂人，他妄图在顷刻间用原子弹毁灭全人类。这里借喻 Strangelove 表示在地史时期中突发性的巨大灾害事件，由此形成几乎全无生命活动的大洋。译成死劫难海洋，接近音译，并从字面上暗示地外星体冲击地球引起生物大量灭绝的大浩劫(许靖华等，1986)。

块构造活动以及地球行星表面状态的摄动 (perturbation) 过程相对应等重大问题，因而引起了人们的浓厚兴趣 (Broecker, 1984)。

三、影响稳定同位素古环境解释的复杂因素

虽然稳定同位素地球化学在古海洋学研究中，确是一种行之有效的定量测试手段，但从其分析技术到环境解释上仍然存在一系列未能解决的问题。一些复杂的干扰因素影响到古环境再造的可靠性与精确度，这包括地层本身的分辨率，成岩作用的影响，分析样品(有孔虫等生物介壳)的代表性，同位素测定值与古环境要素变化间的时差，以及不同时期地质背景的差异对同位素分馏作用产生的影响等。

地层的分辨率在很大程度上取决于生物扰动(或其他扰动作用)和钻孔取芯技术。生物扰动可以将较老的沉积物向上搬到新的沉积物中，也可以把较新沉积物下移到较老的沉积物中，尤以向上搬运较为突出。此外，取芯技术造成的问题如岩芯变形等也会导致不同时期沉积物的混杂，但目前采用的液压活塞取样器可得到不受扰动的连续柱状样，已克服了这项困难。

要从古代沉积岩(物)中提取沉积时期原生的地球化学信号，必须考虑成岩作用效应。同位素组份(特别是氧同位素)容易在成岩过程中发生分馏作用，以致改变沉积时期原生的同位素值。相对来说，生物壳体比一般沉积物更易发生这种变化 (Schopf, 1980)。Killingley (1983) 曾指出，深海沉积中方解石的重结晶作用可以导致$\delta^{18}O$ 值的变化，从而造成古温度变化的假象。如这种重结晶作用发生在埋深不大的沉积物中，则浮游有孔虫壳体中的同位素成份会因地温不高而显得重些，即显示较低的温度；而当重结晶发生在沉积物埋深甚大处，则由于地温升高的缘故，会使壳体中同位素组分偏轻，使得古温度偏暖。Killingley 据此认为新生代期间同位素古温度逐渐下降，实际上正是这种方解石重结晶作用的结果。

Shackleton (1984) 认为 Killingley 的说法不能成立。首先，新生代同位素温度的下降是呈阶梯状的，例如始新世—渐新世界线处温度的陡降大约占到中新世以前总降温量的一半，而且不同地区的剖面上都精确地在同一地层位置上出现。假如是成岩作用造成的假象，就应该到处出现于同一深度而不是同一层位。其次，大洋深层水的古温度绝对值在各处同一地层层位上十分一致，这也无法用重结晶作用加以解释。最后，这种古温度变化在所有纬度带的底栖有孔虫中均可看到，而浮游有孔虫仅在高纬地带才有所表现，低纬地区则无明显变化，这种格局也只能用古气候加以解释。

但总的来说，随着埋深的加大，压实与石化作用的加强、深海沉积物的孔隙水中的碳酸钙将作为胶结物从溶液中沉淀出来，并发生重结晶或次生加大现象。这些作用对沉积物的稳定同位素值确有一定的影响。然而，据深海钻探岩芯的研究，这种沉淀、重结晶作用主要发生在钙质超微化石身上，而不在有孔虫壳体上 (Shackleton, 1984)。例如，DSDP 第32航次，在北太平洋的诸岩芯中，发现埋深于200米以下的第三纪超微化石，由于钙质胶结物优先地附生其上，因而比正常氧同位素偏移1‰。在同样深度上的有孔虫所受影响较小，其中浮游有孔虫直至上白垩统还不受明显影响，而底栖有孔虫远至下白垩统地层仍不受妨碍 (Douglas & Savin, 1975)。因此，一般来说深海沉积物受成岩作用影响较小，氧同位素值能较好地反映古环境，而陆地地层受成岩作用影响大，代表性较差，但即使这样，深海沉积物的氧同位素测温工作也只限于中、新生界范围内，古生代地层已超出氧同位素方法的适用范围 (Schopf, 1980)。

与氧同位素相比，碳同位素所受的成岩作用影响要小得多。已如前述，温度所能引起的碳同位素分馏作用相当小，因而在埋深加大的过程中，原生的$\delta^{13}C$ 值不易受到地温加大的干扰。同时，在地下水中所溶解的 CO_2要比水本身的氧少得多，因此在压实、重结晶、次生交代等物理—化学过程中，也

较难使 $CaCO_3$物质发生碳同位素的分馏作用，沉积时期所具有的$\delta^{13}C$ 值改变不大。因此，碳同位素法是研究古老地层沉积环境变化的理想手段，势将成为古海洋学研究的一个重要领域。当然，这并不是说成岩作用不会对碳同位素发生任何干扰作用。事实上，在相对富含有机碳的沉积物中，孔隙水内细菌硫酸盐的还原作用以及甲烷化 (methanogenesis)可能使溶于水中碳的$\delta^{13}C$ 值发生巨大变化；也可能由于孔隙水的碱度改变，致使成岩期在自生碳酸盐矿物沉积时伴随有异常的碳同位素值，这些都会引起$\delta^{13}C$ 值发生较显著的偏移 (Arthur,1984)。

在测定稳定同位素组份时，还应考虑到分析样品的代表性问题。首先，由於不同生物种生命效应的影响可以不同，为避免来自各方面的可能干扰因素，一般地应选择同一生物种，甚至同一亚种进行测定。其次，同一种浮游有孔虫在个体发育不同时期可以生活在不同深度的表层水中，其水温、CO_2含量、含氧量等均明显有别，致使同位素组份$\delta^{18}O$或$\delta^{13}C$ 也不尽相同。例如，同一个种的有孔虫，大小不同个体的$\delta^{13}C$ 可显示高达1‰差异 (Broecker, 1982) 。因此，需选择大小近于一致(代表相同发育阶段)的壳体，如 Shackleton 一般选用0.35～0.45毫米壳径的个体。若无较大的有孔虫个体，也可选用0.062～0.25毫米的幼体壳，但为保证精度，应选择溶解程度极弱的样品，使样品中主要包含幼年壳，而少成年壳碎片，这样也可以得到与较大介壳相近似的结果 (Emiliani, 1977)。再者，不同季节产生的个体反映不同的温度，其同位素值也有差异，此外还有种种生态上造成的差异。因此，有人主张要取一定数量个体的平均值才有意义。美国 Schiffelbein 与 Hills (1984) 用赤道西太平洋沉积中 *Globigerinoides sacculifer, Orbulina universa* 和 *Pulleniatina obliquiloculata* 三种浮游有孔虫的同位素分析做试验，发现若要取得统计学上的稳定数据，需要大量的个体，如355～420微米大小的 *G.sacculifer* 对于精确度(标准差)为0.09‰的质谱仪来说要用417个壳体才有90%的可靠性使同位素获得0.1‰的精确度。

同位素组份的变动与其所反映的环境要素变化之间还存在着时差问题。例如，世界大洋的大部分水域，表层海水温度 (SST) 随着冰盖的大小而变，即$\delta^{18}O$ 高值期(冰盖扩大期)大体相当于 SST 低的时期，反之亦然。但是两者之间又可以存在超前与滞后现象。总的来说，南半球大部分海区生物群所反映的温度变化比以$\delta^{18}O$ 值标定的冰盖消长时间超前几千年；而北大西洋、墨西哥湾却相反，即海洋生物群反映的温度变化比冰盖的变化延后几千年。由于这种超前、滞后的结果，在世界大洋不同部位所记录到的末次冰期的年代参差不齐，相距有几千年之多。因此，这种情况在作古环境解释时也应加以考虑。

此外，不同的地质时期，由于具有不同的物理、化学环境及生物界面貌，对同位素分馏的影响就有所不同，致使同位素的古环境解释变得更为复杂。例如，Arthur 等人(1985)在综合对比了许多 DSDP 站位以及若干陆地剖面后发现，白垩纪时海相与陆相有机碳中的$\delta^{13}C$ 值相对比例与今截然不同。已如上述，现今大洋中海生植物$\delta^{13}C$ 值要比陆生植物偏正得多，并可据此作为划分海、陆相的一项指标。但在白垩纪地层中，却发现那些用氢丰度 (H richness) 及其他地球化学或光学指标确定的海相性为主的有机物中$\delta^{13}C$ 值为－29‰－－27‰，而被确定为陆相性为主的有机物$\delta^{13}C$ 值为－25‰－－24‰，即海相有机质明显偏负。同时，从平均来说，白垩纪海相有机质$\delta^{13}C$ 值要比全新世海相有机质的$\delta^{13}C$ 轻5～7‰。

造成这种异常情况，除了可能部分地受到各种成岩作用影响外，Arthur 等(1985)认为最可能的原因在于不同地质时期海洋中植物光合作用的具体环境不同，因而萃取^{12}C 的程度亦有差异。白垩纪时，由于气候温暖，大气中CO_2浓度较高，而大洋的生产率却较低。在这种背景下，海生植物光合作用所引起的碳同位素分馏作用明显增强，^{12}C 充分地被萃取出来，因而$\delta^{13}C$ 值显著偏负。显然，这将使原先建立起来的碳旋回定量模式更趋复杂化。因此在使用同位素资料作古海洋研究时，还应注意到各地质时期具体历史背景带来的影响。

第五节　沉积学方法

深海沉积物的组份、结构和构造也是指示古洋流与古水团的重要标志之一。尽管它们不及生物标志那样灵敏、可靠，也不象稳定同位素地球化学那样能精确定量，但分布广泛，直观易辨，方法简便，可以为古海洋学研究带来许多有用的信息。其中，沉积物的组份常被用来判别某些特定的水团与海流，追索它们的运动路径及来源；沉积结构与构造则可直接反映洋流的水动力状态，包括水流的搬运方式，水流的强度、方向与范围。

一、表层流

一般来说，大洋表层流在其运动的过程中，难以在沉积物中留下直接的标志，往往只能通过生物学标志及其他间接的方法（如古温度、古气流或物理、数学模拟法）来恢复它的面貌。唯一的例外是曾随同浮冰漂流的冰载物质可以为追索表层流提供特殊的标记。

极地（如南极、格陵兰）大陆及大陆架地区几乎全被冰盖所覆。经崩裂下滑到海水中的冰山可在表层洋流驱动下漂移至开阔大洋中。冰山运载着数量不等的冰蚀陆源碎屑，一旦冰体融化，冰载物质便全部沉落洋底。据估计，目前有20％的洋底正在接受冰载沉积物质 (Seibold & Berger, 1982)。因此，可以根据洋底冰载物质的相对含量及分布格局直接追踪当时表层洋流的路径与方向。

这种冰载碎屑在其被夹带过程中毫无选择，未受改造而在沉落时通常又不受底层流的制约，因此它们在深海沉积物中显示出分选性极差，呈斑点状散乱分布；粒径比正常远洋粘土与软泥大得多，可出现砂、砾级。例如，在北大西洋 Hatton 深海沉积脊表面的海底照片上，可清晰地见到10～15厘米直径的冰碛岩块，平均每5平方厘米见到一块，这些岩块便是冰山融化后的落石，属冰期时的残留物 (McCave et al., 1980)。此外，在冰载物质分布区前缘末端，卸载下来的冰碛物在平面上呈叶状体展布，也可以作为判别冰载物质的一种标志。

根据冰载物质在洋底的分布，可知现今的南极洲冰碛物可以搬运到南纬40°；在北大西洋地区，冰载物质分布区前缘大体与现今寒带与温带的界线相一致。但在更新世末次冰期时，冰载沉积物分布区大大扩展。当时的大陆冰盖已扩展到纽约以北的东海岸及波罗的海地区，而洋底冰载沉积物的前锋可向南推进到纽约至葡萄牙一线 (Seibold & Berger, 1982)（图3—48）。显然，这可以作为划分当时极锋位置的标志之一。在地层剖面中，也可以根据冰载物质含量的变化来反映冰盖扩张与收缩的演化史。当南极冰盖与北半球冰盖开始出现时，都会在深海岩芯的冰载碎屑含量上得到印证。根据对北冰洋 Fram 盆地深海岩芯的观察发现，冰载物质的数量在冷、暖气候转化时期明显增多，而在冰期与间冰期的全盛时期，冰载物质均显著减少 (Zahn et al., 1985) 因此，深海沉积物中的冰载物质既可用来追索表层洋流的动向，而且也是研究古气候演变相当有用的示踪物。

二、上升流

海岸上升流可以在沉积物内留下许多重要的信息，其中特别是沉积组份方面的地质记录，可用来作为判别古上升流区的标志。上升流的上涌活动为表层水体带来极丰富的营养物质，使各类海洋生物的生产率明显提高，尤其是作为初始生产率的藻类生物得以大量繁殖；但与此同时，由于水体中有机质含量明显增加，使得钙质生物介壳在沉降过程中不易保存，因而在沉积物中表现出硅藻的壳体特别富集，沉积物内蛋白石质的含量大大增加。例如，在本格拉 (Bengular) 流的影响下，非洲西南部沃尔维斯湾的沉积物中有机碳含量高达20％，蛋白石质为70％ (Seibold & Berger, 1982)。这些由硅藻、放射虫、硅鞭藻组成的蛋白石质介壳在沉积物中不仅保存得十分完好，而且由于营养丰富，

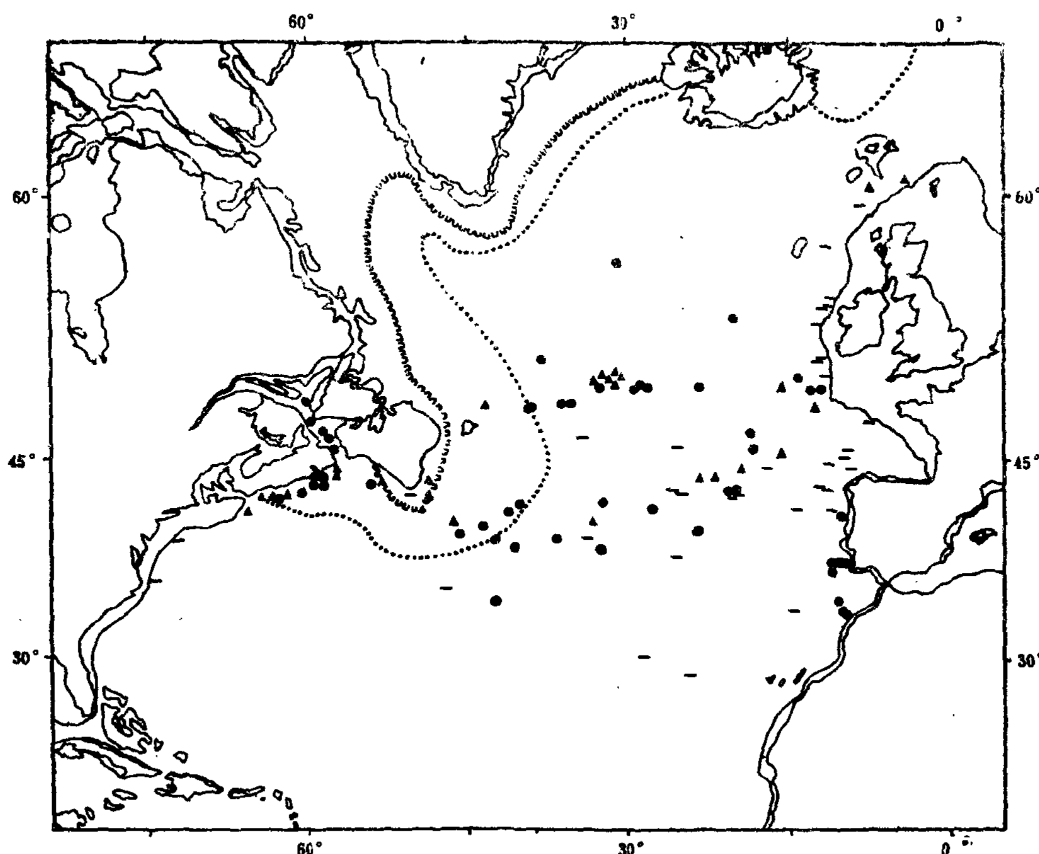


图3—48　北大西洋中部冰载物质分布图

转引自 (Seibold & Berger, 1982)

现代冰载物质界线分布在纽芬兰至格陵兰及冰岛一线，而末次冰期时，界线移至纽约至葡萄牙一线。三角形：表层样；短线：拖网样；圆点：柱状样。

生物的个体发育得较大，致使它们的沉降速率变得更快。例如，在西北非布郎角岸外，由于上升流流速较小（约1米/天），这里的硅藻组合大多由弱硅化的小个体组成，它们的沉降速率为0.5～1米/天；而在附近的海底峡谷地区，可以观察到最强的上升流，其流速可达30米/天，因此这里的硅藻以大个体为主，其中的优势种 *Actinocyclus subtilis* 由于壳体较重，沉降速率可达2～3米/天，能够优先地保存在沉积物中 (Haass & Schräder, 1979)。

除了硅质生物外，其他门类的生物（如有孔虫、海绵、棘皮动物、软体动物、鱼类、介形虫类）也是相当丰富的，而且还表现出上升流区的一些特色。例如，人们发现在上升流区，底栖有孔虫的生产率比浮游有孔虫高，在同一水深条件下，两者的比值在富养的上升流区与贫养的非上升流区是不同的。Haass 与 Schräder (1979)曾提出用比值α（ $\alpha = \frac{\text{底栖有孔虫}}{\text{底栖有孔虫}+\text{浮游有孔虫}} \times 100$ ）来表述上升流影响的程度。当然，对此还需配合其他标志进行综合考虑。又如，鱼类作为食物链最后一个成员也十分繁盛，常使这里成为天然的渔场。相应地，在上升流区的沉积物内会留下易于保存为化石的鱼耳石、鳞片、鱼骨及鱼牙等，其含量比非上升流区高得多。

大量的生物遗体下沉到洋底，随着有机质含量的增高，以及腐败作用的加强，将大大损耗水中的溶解氧，在极端的情况下，这里富含有机质的贫氧或缺氧沉积物可以发育成特征性的季候纹泥 (Seibold & Berger, 1982)。但是，比较烦难的一个问题是，如何识别沉积物中的有机质组份究属陆源注入的还是上升流区自身形成的。有机地球化学家正试图利用有机质中某些标志性的脂类化合物来区分陆海两种不同的来源，例如双鞭甾醇 (dinosterol) 标志着海相甲藻的存在；某些类胡萝卜素

及腊酯也可作为上升流的标志。但它们的化学性质很不稳定，所以只能应用于年轻的沉积物。此外，磷灰石往往也被认为是上升流的标志之一。实际上磷灰石与上升流之间的成因联系还是比较复杂的，因为近期的与古代的地质记录都表明磷灰石的分布区并不明显地与海岸上升流有关。已有迹象表明，测定磷灰石中稀有元素的组成可能是区别上升流与非上升流成因磷灰石的有用手段 (Suess & Thiede, 1983)。

除了物质组成上的特征外，上升流地区还表现出具有高的堆积速率，在水体中则有较高的沉积通量。经测定，上升流区海水表层的有机物质有20～60％到达水深100米处，而非上升流地区仅有15～35％到达同一深度 (Suess & Thiede, 1983)。很明显，这主要是由于上升流区高的生物生产率所决定的。另一方面，繁盛的较高级的生物群落通过其粪粒的捕集作用，可以促使水体中的微粒物质聚集而快速下沉。

综上所述，根据高含量的蛋白石质与有机质、大量保存完好、个体偏大的硅质微体化石，底栖有孔虫含量相对于浮游有孔虫的比值较高，鱼类残骸量明显增高，低氧或缺氧环境，以及高的沉积速率等标志，可以确定古代上升流区的存在，它们的分布与活动强度。

在地质时期，只要某段海岸或甚至海冰的边缘与区域性的风系流向大致平行，同时在科氏效应影响下有偏离岸线的表层洋流发生时，都可以形成海岸上升流。显然，这与当时大陆板块的地理位置、岸线轮廓以及气候条件密切相关。值得注意的是，上升流的地质记录不见得都能保存在大洋沉积物中，这里还有一个保存条件的问题。一般来说，这主要是与当时的沿岸潜流和海底地形的联合效应有关。例如，在秘鲁岸外，由于地形陡直，现代表层水之下持续向极地流动的沿岸潜流高悬于洋底之上，因而在洋底附近形成一种"水流的阴影区"，这当然有利于上升流沉积相 (upwelling facies)的堆积，并得以保存下来。但在西北非洲岸外，在同样存在上升流影响的情况下，由于那里地形缓浅，沿岸的潜流直逼洋底附近，造成强大的底流活动，阻止了上升流沉积相的形成，经常可以形成再经改造的沉积相 (Suess & Thiede 1983)。

此外，还需指出的是，硅藻、颗石藻、有孔虫以及其他一些热带生物都是中生代中期以来生物演化的产物。中生代以前的古海洋具有明显不同的生物面貌，对于当时海洋的食物链结构、上升流区的特异生物群落以及营养物质、有机物质的具体状况都是不清楚的。所以至今对古生代时期上升流的研究还存在不少困难。一般情况下，沉积磷矿、海相黑色页岩以及标志性的冷水种等现象常被认作是地质时期(古生代)海岸上升流的标志。

三、底层流

用沉积学方法研究底层洋流，关键在于认识深部洋流体系与海底的相互作用。对这种相互作用的研究，可以追溯到本世纪五十年代。1952年，美国的 Menard 和 Dietz 均研究过深海的波痕与冲刷痕，认为不能用浊流解释，应与底层洋流有关。但 Kuenen 到1969年仍坚持认为是浊流造成，因为当时深海底的研究手段还很不完善，不足以解决此类问题。

实际上，大洋底流的活动不仅确实存在，而且可以对洋底沉积物进行直接的改造作用，无论是底流的侵蚀、溶蚀、搬运还是沉积作用，都在沉积物中留下深刻的烙印。根据沉积学众多的标志，可以有效地追索大洋底层洋流活动的踪迹。

1961年，Ericson 等人在加拿大纽芬兰与新斯科舍半岛之间卡博特海峡以南陆隆上的某间冰期地层中发现了一种砖红色的粘土。经追索，该红层的厚度百分比沿北美大陆隆一线向南递减：在卡博特海峡的岸外陆隆上其厚度百分比＞50％；向南，在美国的哈特勒斯角岸外减为＜10％，直至巴哈马附近的沉积物中仍可找到很少量的砖红色粘土。但在该线以东的所有岩芯中却全无发现。这些具有特殊色调的物质是来自加拿大新不伦瑞克与新斯科舍省的古生代红层，由底层流向南搬运，一直可

达巴哈马区。通过对该特殊沉积物地理分布的研究，首次了解到深部海流侧向运移的现象，确证了西北大西洋地区存在平行于等深线向南流动的西部边界底流(Kennett, 1982)。

底流对于沉积物的搬运作用还可以通过近海底摄影或浊度仪(利用光线的散射强度观察悬移质的浓度)直接或间接地观察到。一般情况下，在水柱的任何部位都可以观察到一定浓度的悬移物质。但在海底以上500～1700米处开始，水柱中的微粒物质向下逐渐增加，明显地高于其上覆的清水层；在海底以上的50～200米处，微粒物质急剧增多，形成浓密的云雾状层，表明确有许多已沉积下来的物质被底流搅起，混入近海底的水层中。底流活动越活跃，搅起的云雾状物质越多。这样，大洋底部悬浮物质负载图可以直接指示出底流的分布及强度的差异。例如，图3—49清晰地显示了大西洋西部边界底流的分布格局。据计算，大西洋中脊以西诸海盆中被西部边界底流所掀起的悬浮物质总量为111×10^6吨；而大西洋中脊以东仅为13×10^6吨，几乎相差一个数量级 (Biscaye & Eittrelen, 1977)。

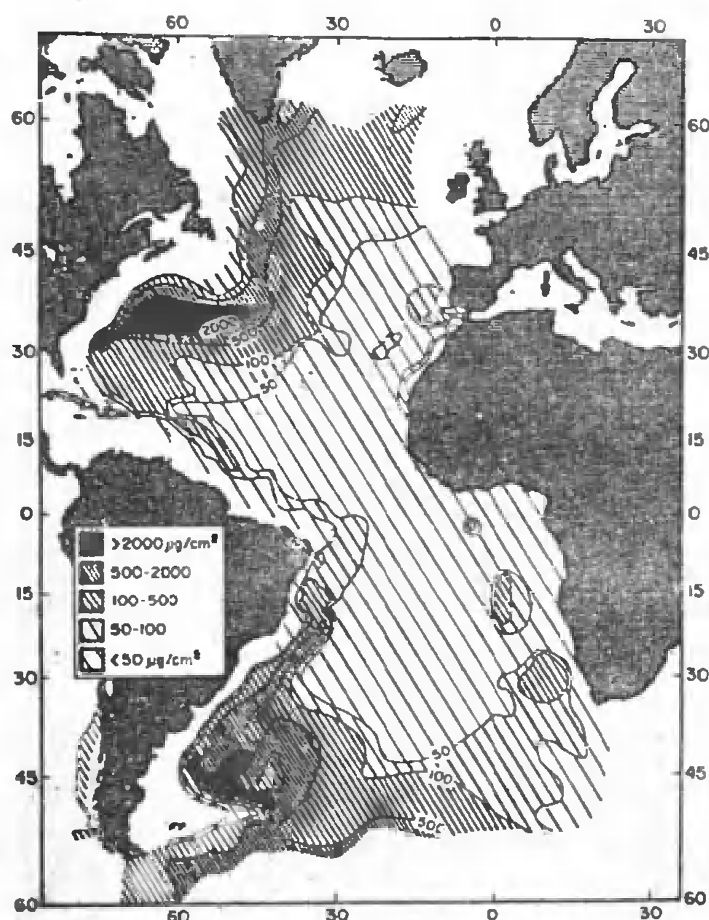


图3—49　大西洋雾状层中悬移物质分布图

(据 Biscaye 与 Eittrelen, 1977简化)

此外，某些滤食性的固着底栖生物如柳珊瑚、海百合等，发育成平板状体形，并呈垂直水流方向生长，以便截留住最大量的营养物质。这样，生物的生长方位就成为水流方向的良好标志。

但是，利用砖红色沉积物作为底流的标志尚属较特殊的情况，生物的生长方位又难以保存在地层中，而悬浮物质的云雾状分布图也仅能表达现今底流瞬时的分布格局。因此，研究古代底流更为便捷而有效的沉积学方法还是利用沉积物本身的结构与构造特征。除非遭受特别强的变动，它们一般不会被短暂的水流波动所消除，所以能代表地质时期中底流长期活动的平均状态。

1. 沉积构造(底床形态)的研究

对于底床形态及其水动力条件的研究,已有一个多世纪的历史。特别是在浅海及河床的研究中已取得相当丰富的成果。Harms(1969) 进一步论述了深水推移质运动的水动力条件是可以与浅水环境相类比的。因此,可以借鉴近岸及陆架上研究得相当详尽的沉积结构、沉积构造的形成机理来探索深部大洋底流活动的水动力状态,确定洋流变迁的历史。

50～60年代,由于海底摄影技术的发展,促进了对深海底床形态的研究。从洋底获得了许多清晰的图象,彻底改变了过去认为洋底是宁静、平坦、毫无生气的传统认识;同时,通过若干不同于浅水底床的形态的发现,预示了洋底水流活动的某些特殊性,因而将沉积学的研究引入一个新的领域。但是,这种海底摄影的镜头仅能观察到几米见方的图象,即使相互拼接,相嵌成象,其所涉及的范围也十分有限。

与海底摄影技术大体同时发展起来的,还有回声测深技术。其中,高频回声测深可以获取穿透力不深但分辨率极高的洋底表层剖面资料(低频回声测深穿透力可更深,但分辨率相对较低)。在回声测深图上可以揭示出洋底地形可观的变化幅度以及表层沉积层清晰的内部构造,有利于从较大范围研究洋底的起伏变化。但这种方法所能研究的底床形态大多超过几千米的范围,难以作比较精细的形态描述与定位。因此,在相当长的时期内,对于洋底表面上那些介于几米和几千米之间的中型底床形态还了解甚少,无从着手进行研究。这样就难以形成有关大洋底床形态的完整而系统的概念。

1970～1973年美国斯克里浦斯海洋研究所 F.N.Spiess 等人研制成功一种深水拖鱼仪器系统(deep tow instrumentation system),弥补了上述研究的空缺;该仪器系统使用了声学的脉冲转换器网络,以拖鱼的形式放置在海底以上约10～100米(可达7500米水深)处,以2～4千米/小时的速度走航而获取信息。它的传感系统中包括:①一组垂向安装的照相机,包括35毫米胶卷的1200个镜头,以各种构型配置,使其可获得"立体对"以及10米宽幅的连续覆盖条带。摄影时由拖船遥控。②一对旁侧声纳仪,110千赫,可记录推进器两侧大约500米范围内海底声波的返散射 (Back scattering) 信息,可以获取几十至几百米范围内的底床形态资料。③一个40千赫的回声测深器与4千赫的地震剖面仪,可以提供高分辨率的等深线以及海底次表层的反射界面资料。由此,人们就可以利用水底摄影、船舷回声测深、深水旁侧声纳等三种不同手段分别研究不同尺度的底床形态。在研究大洋底流运动时,它们各有分工、各司其职。一般来说,船舷回声测深图常可用来了解与分析全局性的水流动态;深水旁侧声纳可对局部性的水流作具体细节的描述;而海底摄影则可对每个具体的形态作更详尽的描述以及精确地定位。

在研究洋底底床时,除了观察与描述它的形态特征外,还需实测其上方的近底水流流速;获取观察点附近的岩芯,以了解组成底床的沉积物质。这样,就可以判断该底床形态与实际水流之间是否处于平衡,从而确定是近期水流长期作用产生,或是较强的脉动性水流产生,还是先期流况下的残留物。通过广泛的研究、对比,可以确定与各种深水底床相匹配的水流条件。这样,既可以预测它们在研究区内的分布情况,也可以利用它们所留下的地质标志对古水流作较精确的推断 (Lonsdale & Spiess, 1977)。

Hollister 与 McCave (1984)在北大西洋西部根据近洋底摄影及实地测流等手段同步观测发现,当底流流速很低,小于10厘米/秒,平均约6厘米/秒时,泥状的洋底面可以保持清晰的底栖生物活动痕迹,包括生物成因的土丘及粪粒堆,生物食痕、爬痕等,沉积物内部亦遭受生物强烈的扰动。当水流速达到5－15厘米/秒时,可出现粉砂质沉积,表面的生物痕迹将被抹去,形成光滑平坦的海底或新月形小型波痕。当流速超过20厘米/秒,进入强水流状态时,洋底沉积物将被泛起、被推移,形成各类底床。

当底流流速度足够大时,海底沉积物无法停积而被侵蚀殆尽,处于非沉积作用时期。侵蚀作用一般

集中出现在深水底流的轴部或水流作用强化的地区(如西部边界流)，并形成侵蚀性地貌景观；沉积作用则出现在主流线的侧翼部分，展示出各类底床形态。与近岸浅水区一样，侵蚀与沉积这两种作用是一种相互过渡、相互消长的现象。随着水流强度的不断增强，底床形态可以从十分短促细小的线理、波痕发展到各种侵蚀印痕以及需经几百万年逐渐形成的巨型沉积脊。

此外，值得提出的是，由于深部洋底主要由极细的粘土级颗粒所覆盖，因此必须有足够的能量才能将较粗的颗粒簸选出来形成非粘性的砂质沉积体。这些粗颗粒可以是火山碎屑、矿物颗粒等，近年来已发现由它们组成的深海波痕照片及交错层理的证据。但更为普遍的则是由钙质的有孔虫壳砂作为波痕、砂波、砂丘的主要物质来源。很明显，这些组成底床的钙质沉积物只有位于碳酸盐补偿深度(CCD)之上，才不致遭到溶解而消失。所以，洋底的各种底床形态主要分布在中等深度的海盆或海岭上。但若干速度较快的温盐环流如 AABW，往往活动于 CCD 之下，所以那里的洋底不一定都能发现砂粒级组成的波痕及砂丘等形态，即使在湍急的深水谷地内也不例外 (Lonsdale & Spiess, 1977)。

(1)波浪

这是非粘结性物质在波浪与水流作用下，于沉积表面留下的波状起伏的小型底床形态。深水砂波痕可以出现在不同的深度上，呈对称或不对称状，横切水流或顺水流纵向分布。波长从10厘米左右至几米，波高从勉强可辨到20～30厘米或更高。波脊线有平直伸长的低能型，也有不连续延伸呈舌状的高能型。在海底照片上，有时还能在背流坡侧辨认出由于推移质向前移动时造成的崩落滑动面。在此类波痕发育的邻近地区，测得的近底水流最大流速可达22厘米/秒。而在出现高能型波痕的若干海沟内(如厄瓜多尔海沟)，水流值可达30厘米/秒以上(Lansdale & Spiess, 1977)。

波痕除大多数为水流成因外，Lonsdale 等人(1977)还在海山的顶部与翼部发现大量浪成波痕 (wave ripple)。波痕的两侧明显对称，具有低的波痕指数(波长/波高)，而波脊线具浪成波痕所特有的音叉状形态。他们认为这可能是由深部大洋的内波连续不断撞击海山斜坡而成。

“深水淤泥质波痕”(abyssal mud ripple) 是仅出现在深水环境中的特殊底床形态。它们常出现在温盐环流所经过的细粒软泥地区(水深常在4.5千米以下)，波长10～30厘米，波高1～3厘米，既有横向波痕又有纵向波痕，具圆滑的脊顶，无背流坡的崩落滑动现象，从形态看属不对称的水流波痕。目前还不知它们究竟与什么样的特殊流况有关。

(2)砂波与砂丘

随着流速增大，波痕可发展为中等规模的砂波 (sand wave) 与砂丘 (dune) 形态，它们的波长自10米至数百米，以致几千米。一般情况下，连续、规则延伸的砂波多横切水流方向排列，而孤立分布的砂丘往往顺流方向呈新月形排列。在砂波与砂丘的下游方向常有崩塌滑动面。它们既可以由砂质物质组成，同样可以有“淤泥质波”的存在。这些淤泥质波的波长可达2～3千米，波高40～50米，常出现在海底峡谷的下游地区，在大陆隆地区也十分常见。深水拖鱼4千赫地震仪所作的剖面证实，这些大型淤泥质波由差异的沉积作用所形成，它的次表层沉积物厚度在脊顶处加大，在槽谷处变薄(Lonsdale et al., 1977)。

按理，洋底表面砂波与砂丘应该相当普遍，但目前报导比较少。这是因为在窄视角的海底照片上难以识别规模要大得多的形态，而在回声测深图上又由于它们的波高常较小，反映不明显而不易被发现，只是在深水拖鱼旁侧声纳的工作开展后才能取得最佳的效果。所以，它们的数量想必被大大低估了。

地质与水文的资料已证实这些大型砂波是间歇性水流作用的结果。Lonsdale 与 Malfait (1974) 对30个月前(1972年)考察过的东太平洋卡内基洋脊的砂波区再次调查时发现，每个砂波可以在原来的相对位置上辨认出来。在砂波背流坡滑动面的坡麓处已停积了许多浅色的生物细碎屑物

质(生物绒毛)，在该区域内测得的流速值一般较小(小于20厘米/秒)，而砂波迁移的临界值约为30厘米/秒。这些都表明砂波与砂丘的迁移是间歇性进行的，系由长周期脉动性水流所形成。对于该研究区来说，也许是由于浓密的悬浮水体周期性流溢至卡内基洋脊时造成，而发生这样的情况需要若干年或更长的年限间隔。

(3)沉积脊(depositional ridge)，又称沉积物迁移体 (sediment drift)

这是一种巨大的长条状沉积体，是洋底最为壮观的沉积地貌景观，也是近年来洋底底床形态研究方面的一个重大进展。沉积脊通常长几百千米，宽几千米至几十千米，并具有厚达几千米的沉积物。据测，其堆积速率至少为12厘米/千年 (Kennett, 1982)。堆积体顺底流流向展布，脊顶形态多样，包括陡峰状至微凸状，剖面内有很弱的声波分界面。它们既可全由淤泥质组成，如北大西洋的 Gardar 沉积脊，其上还可发育波长达0.5～5千米，波高5～50米的淤泥质波；也可以由淤泥～砂质组成，如 Hatton 沉积脊，其砂质组份由簸选过的有孔虫砂组成，剖面内可见大型交错层理 (McCave et al., 1980)。

沉积脊被认为是由于不同底层流之间的相互作用，或活动的底流与相对静止的水体间相互作用的结果。它们一般并不位于主流线的中心位置，而在侧翼或两股底流间的缓流阴影区。由于它们总是与等深线流(温盐密度流)伴生，所以有人将此处堆积的沉积物称为"等深流岩(沉积物)" (Contourite)。

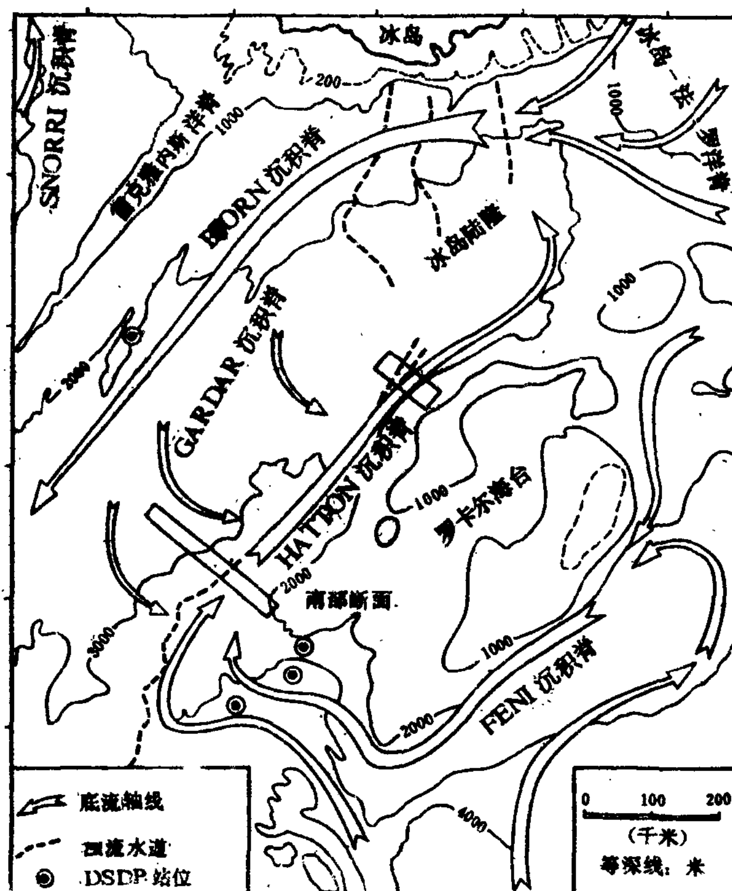


图3—50　冰岛以南北大西洋的沉积脊分布图

(据 McCave et al., 1980 略加简化)

注意沉积脊分布与底流轴线的关系。

图中的沉积脊未用线条圈出，文字标明处即为沉积脊所在的位置。

图3—50是根据水文、摄影、沉积学及地震剖面等资料绘制的冰岛以南北大西洋的沉积脊分布图。图中显示出该地区几股底流与沉积脊之间的伴生关系。来自挪威的底层水可以分成几股进入北大西洋，其中漫溢过法罗群岛与英格兰之间的一股，在科氏效应的影响下偏右流动，紧贴罗卡尔浅台的坡麓绕行。在沿着等深线运移的过程中，首先在浅台东侧形成Feni 沉积脊，然后在绕过浅台向北转向时，又在罗卡尔浅台的西侧沉积了 Hatton 沉积脊。而另一股底层水在穿过冰岛与法罗群岛间的水道后，也偏右运行，在雷克雅内斯海岭东侧堆积了 Bjorn 沉积脊，后来在局部的偏向流影响下形成了 Gardar 沉积脊 (McCave et al., 1980)。1983年深海钻探94航次的607，611两站位位于Gardar 与 Feni 两沉积脊上。据岩芯揭示，沉积脊内的沉积物几乎全由远洋性物质组成，表明非浊积成因。其中，由于 Gardar 沉积脊更近陆源(冰岛)，故含较多的陆屑及冰载碎屑，两沉积脊沉积物中的微体生物介壳都被明显改造过，表明沉积物确曾在水流作用下发生过再分布的过程 (Leg 94 scientific party, 1984)。

巨型的沉积脊可以有可观的年龄。目前，大洋中的若干沉积脊可能是冰期的产物，因此它们是一种历史上残留的地貌景观。显然，现今的测流结果不一定能反映沉积脊主体建设时期的水流状态。虽然它们完全有可能保存在地质记录中，但至今尚未见古代地层中有此类巨型沉积脊的报道。洋底所揭示的这些事实将促使人们用深海沉积脊的概念去检验和再解释那些具有大型交错层理的地层剖面 (McCave et al., 1980)。

(4)深水侵蚀印痕

大洋底层流的冲刷作用，可以在松软的沉积表面留下若干活动的痕迹。最弱的侵蚀作用可以通过生物潜穴或土丘的消失而反映出来。随着水流作用的加强，可出现一系列侵蚀的印痕。在红地通道、海沟、大洋中脊的横向沟谷等水流湍急的地区，可以出现规模巨大的侵蚀地貌形态。

深水垄沟 (furrow) 是深海底最重要的一种侵蚀印痕。垄沟细长而深切，长几千米，宽几米至几十米，深1～20米。诸垄沟间的距离远远超过垄沟宽度，达50～200米，且呈等间距排列。垄沟体系大体平行于水流方向，可随区域等深线而转向。沟底平坦，可有基岩裸露，沟坡上可叠覆着波痕。

垄沟成因解释上的主要麻烦在于，它们何以呈现如此狭窄的宽度以及如此规则的间距。Lonsdale 等(1977)曾推断，也许存在一系列狭窄而高速的线流 (thread) 在其沿沟向下冲刷时，又被若干慢速的宽带流所隔开。垄沟规则的间距也许是受螺旋状涡流 (helical vortices) 的间距所控制。但这仅是一种推断，对于如此狭窄的侵蚀沟槽，至今未能作出肯定的解释 这种细长的负向地形意味着需要十分稳定的线状底流条件，一旦这种线流发生某种偏移，就不可能形成细长、平直的沟渠 (Lonsdale & Spiess, 1977)。这就为深海环流的水动力模式的研究，提出了新的课题。

环状壕沟 (moat) 及边缘水槽 (marginal channel)也是洋底常见的侵蚀印痕。当水流经过某些障碍物(如冰川漂砾、锰结核等)时，水流将发生分离，产生较强的涡流。因此在障碍物边缘产生冲刷现象，刻蚀出环状的壕沟；而在障碍物的背水侧缓流区将发生再沉积，形成沉积尾砂，可以指示底流的流向(图3—51)。该壕沟的下切深度取决于侵蚀水流的持续时间以及沉积物本身抗蚀能力。

边缘水槽常与各大洋的西部边界底流伴生。有些水槽可借助早先的断裂带发育起来，受到大地构造环境的制约。

2.沉积间断的研究

近年来深海钻探的重大成果之一，就是在新生代地层记录中令人惊异地发现众多的沉积间断面，它们可以抹掉相当数量的地质记录。如第二章所述，在赤道太平洋地区发现全新世地层与前始新世地层呈较陡倾角的不整合接触关系，其间竟缺失数十至数百米的沉积物 (Johnson, 1972)；在南大西洋 DSDP 71 航次512－514站的 HPC 采样，发现23－24百万年前(晚渐新世－早中新世)有巨大的沉积缺失，反映德雷克海峡于此时打通，环南极洋流最后完全建立。72航次的 HPC 样品也发现

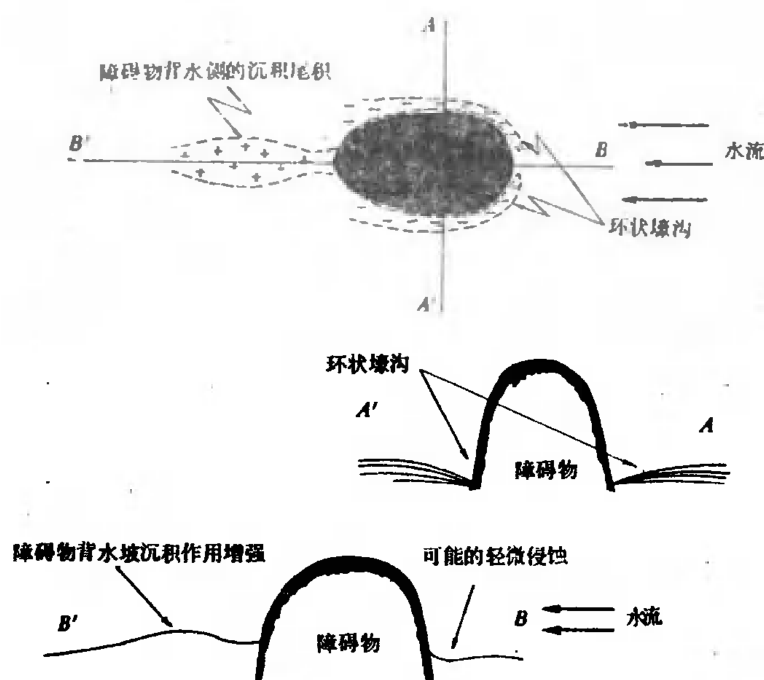


图3—51　底流形成的环状壕沟示意图

（转引自 Kennett, 1982）

上方为平面图；下方为纵横方向上的剖面图。

距今25～20百万年间有重要的缺失，具明显侵蚀不整合，不整合面上有厚10厘米的滞留沉积，其中含许多侵蚀、再沉积的成份（见任美锷，1984）。据统计，沉积间断在深海沉积物中相当普遍，早第三纪地层中有一半以上记录消失，而晚第三纪则缺失1/2至1/10之间 (Berger, 1981)。沉积间断主要出现在白垩纪/古新世，始新世/渐新世，渐新世/中新世以及更新世/全新世等交界时期（见任美锷，1984）。

但是，沉积间断不一定意味着有侵蚀作用存在，有时可以由生物生产率突然下降等非沉积作用因素引起，但这种情况毕竟少见。侵蚀作用本身也不限于大洋底流的机械侵蚀作用，还应包括底层水对生物介壳的化学溶解作用（小泉格，1984）。据 Johnson (1972) 研究，在受侵蚀的洋底区，被水流机械冲刷与搬运的沉积物可以填积在若干封闭性较好的小型洼地内，厚度竟相当于周缘同时期沉积物的两倍。但这些洼地相对于大片侵蚀区来说，数量甚微，远难达到补偿的程度，这就意味着必然有相当一部分沉积物遭到化学溶解而消失。一般来说，年轻的底层水 SiO_2含量甚少，因而对硅质介壳有较强的腐蚀能力，而较老的底层水富含 CO_2，则有利于钙质介壳的溶解。然而，单纯的化学侵蚀作用，只能发生较均一的下蚀，形成近于水平的起伏表面，不可能在界面上下造成角度不整合的接触关系。因此，大洋地层内的沉积间断该是物理与化学的两种营力共同作用的结果 (Johnson, 1972)。

当然，局部地区阵发性的浊流，水下滑坡以及软泥自身的流动等也都能造成侵蚀性的沉积间断。如 Berger 和 Johnson (1976) 发现，由于大陆斜坡坡麓起支撑作用的钙质沉积物被海水强烈溶蚀，破坏了边坡的稳定性，可以引起广泛的滑坡现象，导致局部地区的沉积间断。此外，甚至火山、地震、海啸等活动也能直接干扰深海的沉积作用。如地中海东部，3500年前由于火山口崩塌引起海啸，使深海沉积物大量泛起，经悬浮再沉积，在水深4000多米的海底形成7米厚无任何层理构造的"均质岩" (homogenite) (Kastens & Cite, 1981)。显然，上述现象与温盐环流引起的大洋底流侵蚀作用是完全不同的。

大洋底流造成的沉积间断主要出现在强水流区，如西部边界流区或海峡等地区。它们的出现一般都带有全球的性质，底流侵蚀作用的增强经常与板块构造活动（如大陆板块的分离）或全球气候条件的恶化（如冰期的出现等）事件有关，有人称之为"大洋的骚动" (commotion)(Hallam, 1980)。例

如，始新世至渐新世时期，澳大利亚从南极大陆分离出来向北迁移，其间出现塔斯马尼亚海道，南极底层水遂顺海道北上到达太平洋。这股底流来势较猛，所经之处形成广泛的沉积间断。图3—52显示了南极底流在途经澳大利亚南部，流向新西兰方向后即转向塔斯曼及萨摩亚海盆北流，至北部海山处分成东西两股底流*。Kennett 等人研究塔斯曼海盆新生代地层时发现，这里的上第三系沉积层序却保存得相当完整，与下第三系中沉积间断众多的面貌明显有别，表明晚第三纪时这股底流已转向南太平洋其他地区 (Kennett, 1982)。

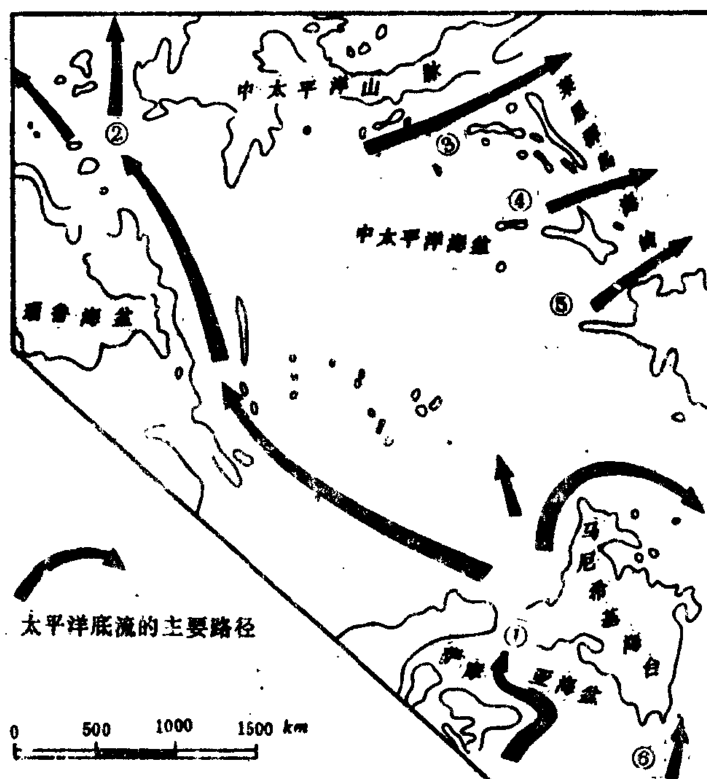


图3—52 中太平洋底层流分布示意图

（据水野笃行，1982简化）
①萨摩亚水道； ②威克岛水道；
③霍莱逊水道； ④克拉利昂水道；
⑤金曼水道； ⑥艾图塔基水道。

从全球气候条件来说，冰期是底层流侵蚀作用最为活跃的阶段，全球性沉积间断常与冰期的出现密切相关。这是由于冰期时，极地冷而重的底层水大量产生，导致底流速急剧加快，从而增强了其冲刷与搬运沉积物的能力；同时，由于富含O_2、CO_2而缺 SiO_2的表层水源源不断加入，增强了底层水化学腐蚀的能力；加之，氧气的带入还将有利于沿途底栖生物的繁殖，通过它们的呼吸作用以及死亡后的腐败作用不断增添着 CO_2的含量，因而进一步增强底层水的化学侵蚀能力。这样，冰期底层水的侵蚀能力得到全面的加强。例如，距今350万年前，由于南极进一步变冷，南极西部（基底位于海平面之下）冰盖形成，促使南极底层水活动性明显加强，在全球范围内普遍出现强烈的深海侵蚀作用及沉积间断 (Glasby et al., 1982)。

还应指出的是，深海侵蚀事件的持续时间并不象陆上侵蚀作用那样短暂、多变，而需要有一个相当长的孕育发展过程。这是因为要使如此庞大的大洋水体温盐结构发生改变，需要超过10,000～100,000年的时间来混合调整才能实现。因此，就全球性沉积间断事件而言，往往只有象冰

* 水野笃行，1982：《海洋地质译文集：水野博士[illegible]讲课[illegible]》，[illegible]译，[illegible]海洋地质研究所，1—62。

期—间冰期气候波动那样相当长期的过程才能对深部环流体系发生有效的影响 (Johnson, 1972)。

然而，近年来的工作，也发现了短暂、异常的天气变化对深部洋流的影响作用。特别是随着对西部边界底流开展较深入的研究后，为底流的侵蚀、搬运、沉积以及沉积间断等提供了许多新信息与新思路。例如，1978 年在美国海军研究局 (U.S.Office of Naval research) 支持下，开展了 HEBBLE 计划 (High Energy Benthic Boundary Layer Experiment, 高能海底边界层实验计划)，以期证实粘性海洋沉积物的沉积、搬运作用，并提出其预报模式 (McCave & Hollister, 1985)。该计划是对若干选定的高流速地区，如北大西洋斯科舍陆隆下部近5000米水深的某一圈定范围，进行定期重复观察。在该区不断采集大量箱式取芯样，作 X 光透视及沉积学研究，同时配以海底摄影、测流、沉积物捕集器、浊度仪、底拖旁侧声纳等多种手段对底流的活动作时间与空间上的对比。实际上，这段海底成为天然的水动力研究实验场地。通过多年观察发现，这里西部边界流并非稳定不变，而是瞬息多变的。从空间上来说，海底水深对底层流强度有一定影响，如这里4800～5000米深处有强劲的底层流，但上升到3200～4000米处海底变为宁静的环境，3200米以上只有弱流发现 (Tucholke et al., 1985)。就时间上的演变而言，则可以出现阵发性强水流，甚至逆向水流。流速可从平静时的5厘米/秒左右在若干天内突然跃变为30～40厘米/秒，个别的观察站可记录到73厘米/秒的最高值，以致大大超过某些受限制的深水狭道 (Richardson et al., 1981)。与此同时，高速的水流掀起大量海底沉积物，使海底上方的雾状层饱含悬移物质，其浓度常超过1克/米^3，最高时可达12克/米^3 (Hollister & McCave, 1984)。悬移物质可顺流向前、向上搬运，犹如遭受强风暴袭击的土壤物质被卷入大气圈形成尘暴一般，因而人们称这种异常的强底流为"深海风暴"。经估计，在该研究区内，每年可发生三次这样的"风暴"，累计持续时间占全年的35％左右，其中平均有一次流速可超过40厘米/秒。而其余的65％时间处于平静期，转而发生再沉积作用。由于风暴时期泛起的悬浮物极多，雾状层十分浓密，因而平静期的堆积速度也极高，可达1.42厘米/月(即17厘米/年)。这种每月达厘米级的沉积速率已经过^{234}Th 测年资料的验证 (Hollister & McCave, 1984)。研究表明，这里出现的深海纵向波痕 (longitudinal ripple) 主要是堆积成因的，是因为风暴间歇宁静期沉积速率极高而形成，与局部斜坡造成的快速堆积的浊积物不同 (Nowell et al., 1985) 。当然，这种高速沉积物被保存下来的机会甚少，它们很快地又会被再一次的深海风暴所侵蚀与搬运。

Richardson 等人(1981)在1979年测流时发现，各站位在强流发生时期流速值之间并不存在明显的相关关系，因此表明这种强大水流的活动范围谅不会太大。同时，还发现它们常位于墨西哥表层湾流的主流轴线之下，因此怀疑它们可能与墨西哥湾流的某些活动方式有关。Hollister 与 McCave (1984) 进一步认为深海风暴的形成与表层洋流的活动密切相关。当墨西哥湾流流速骤变或频繁转向时，可以造成水体极高的旋动能量 (eddy kinetic energy)，同时引起垂向旋动能的增强，一直影响到深部洋底附近，从而形成了"深海风暴"。这一见解打破了过去认为大洋表层暖水圈将深海区与大气圈相互隔绝，深水系统只存在温盐环流这种唯一动力因素的传统看法，而认为深部洋流的活动在一定条件下可以与表层洋流相互沟通，并受到表层洋流，实质上是受到气候变动明显影响的。据此，他们还根据卫星及船体走航资料，从大洋表层旋动能上升区推断出若干深水旋动高能区作为可能的深水风暴地区，如墨西哥湾流体系下的北美盆地，福克兰流与巴西流会聚的阿根廷盆地，日本岸外的黑潮，Agulhas 流之下南非岸外的纳塔尔谷和莫三鼻给盆地，东澳大利亚流之下的塔斯曼海，以及环南极洋流之下的广大地区，如克尔盖伦海台，威德尔海，克罗泽海台及新西兰西南岸外等地。显然，这样的预测，对于底流活动规律，侵蚀与沉积间断的研究无疑是具有重大意义的。

判别深海沉积间断的方法与传统的方法十分相近。例如，地层或化石带的缺失，岩性的突变，古地磁极性倒转等，这些可以通过岩性鉴定，生物地层学及古地磁测量的资料加以确定。此外，研究深海侵蚀作用及沉积间断，还有其他一些有效的方法，例如：

(1)沉积物年代分布图及沉积速率分布图

这是研究深海底侵蚀强度及方向颇为有用的方法。因为底流的侵蚀作用可以使较老的沉积层暴露于洋底，一般来说，出露的年代越老，表明侵蚀强度越烈，而较老的年代等值线的轴线往往代表强底流通过的地带。沉积速率的大小也明显受到底流速的控制，因而沉积速率的分布图同样可以用来研究底流的侵蚀作用。

图3—53是Watkins 与 Kennett (1977) 在南大洋70°E 至190°E 地区，经多年工作综合绘制的表面沉积物平均年代的五次趋势面图。图上清晰地显示出克尔盖伦海台、南塔斯曼盆地，西埃默拉尔德盆地以及罗斯海区都是强底流侵蚀区。它们被归因于250万年来南极底层水侵蚀冲刷的结果。

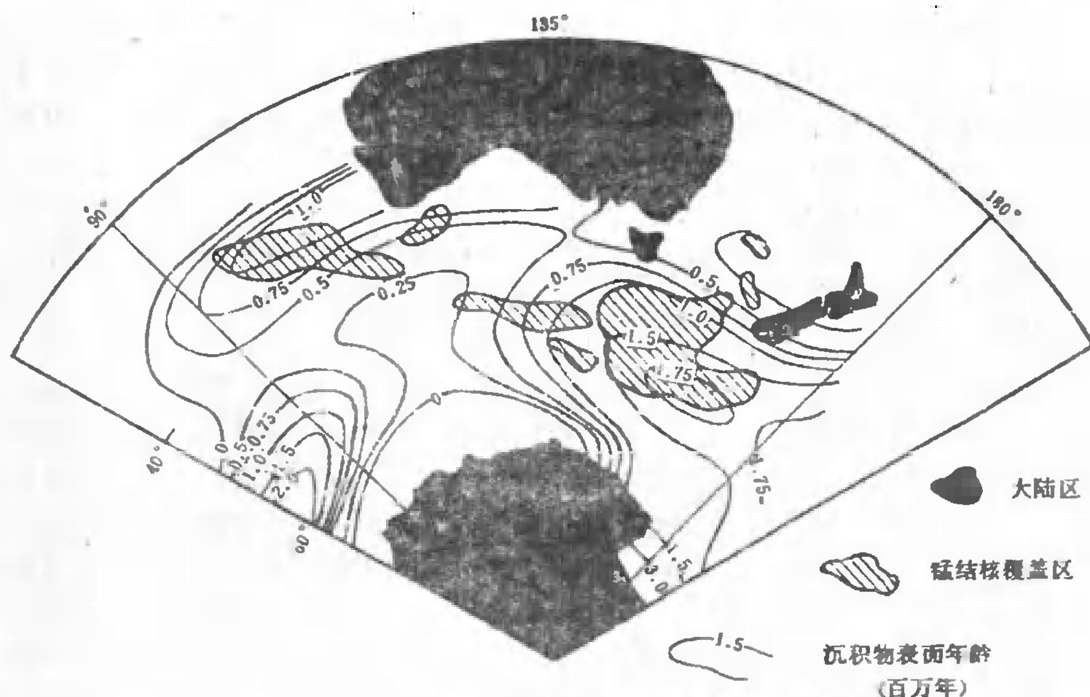


图3—53　南大洋地区岩芯顶部沉积物年龄(等年代线间距为0.25百万年)的五次趋势面图(据 Watkins & Kennett, 1977,略加简化)图上阴影部分系叠加其上的锰结核主要覆盖区。

(2)锰结核分布的研究

众所周知，锰结核及锰壳层的分布主要局限在大洋沉积层的表面，即泥水界面附近，向下迅速消失。但锰结核的生长速率远小于沉积物的堆积速率，因此要使锰结核始终停留在沉积表面不被后来的沉积物所掩埋，必须处于沉积速率极低或强侵蚀的环境。因此，锰结核的产出直接与沉积间断有关。是研究沉积间断的一个重要标志。例如，在太平洋地区，高丰度的锰结核分布区几乎无例外地都位于大洋沉积层总厚度小于100米的地区，表明高丰度的锰结核专属于沉积速率极低的地区(Glasby et al., 1982)；又如，在太平洋的Emperor 海山北缘取得7厘米厚的锰结壳层，被认为是迄今从深海中取得的最厚的锰壳层，而这里恰恰是位于受到强大底流冲刷的硬质基底之上。在这样的环境中，锰结核可以长期连续地生长 (Glasby, 1977)。此外，在洋底地层柱状样中，锰结核大都位于各沉积间断面或不整合面之上，表明它们是在沉积速率急剧下降的时期形成 (Glasby & Read, 1976)；在太平洋萨摩亚海盆广泛发育的锰结核中，发现有些结核的核心是由中新世沉积间断时期形成的老锰结核的碎块，至第四纪沉积间断时期，再次生长，发育成双重构造的锰结核，因此可以从锰结核的内部构造反映出沉积间断的阶段发育史(水野笃行，1982)。

底流侵蚀作用对锰结核所起的控制作用在南半球高纬地区表现得特别明显。例如，Watkins 与 Kennett (1977) 在上述沉积年代分布图上叠加了锰结核的分布区(图3—53)，两者对比后，可以

发现，在强大的南极底流作用下，大面积覆盖的锰结核分布区都是与强底流侵蚀区相吻合，分别被称为塔斯曼锰覆盖区及东南印度洋锰覆盖区（南澳大利亚盆地）。但从图上又可看出，并不是所有的强侵蚀区都有锰结核分布，例如克尔盖伦海台、坎佩尔海台及罗斯海区的沉积物表面年龄超过100万年，但无锰覆盖。这种情况表明，底流的侵蚀作用只是保证锰结核顺利生长的必要条件，而并非生长的充分条件，这方面还应包含有利的化学环境与靠近元素供应源地的程度。

3.沉积物粒度、组份及组构的研究

沉积物内部的组成特征是水流活动另一项重要的物理标志。一般来说，随着水流流速的加大，平均粒径将由细变粗，分选性从差变好，而偏态值 (skewness) 从负偏变为正偏。很显然，当粗粒物质（包括微粒锰结核）的含量明显增加时，将表明高流速甚至侵蚀作用的存在。与浅水区的工作方法相似，可以对深海柱状样作出各种组份、结构参数的曲线图，以表征底水流强弱变化的趋势。

在利用粒度参数研究古水流时，还需考虑到深海沉积物中各种组份对结构分布所起的作用（非水流影响因素）。这是因为深海沉积物可以含有各类生物介壳（包括微体与超微化石）、冰载碎屑、火山碎屑、微锰结核、宇宙尘、粘土矿物等多种组份，而各个组份都有其各自的粒径区间（图3—54）。因此，任何一种组份含量的变化都会影响到全样的粒度分布。显然，在各种非水流因素的影响下，各地样品中各种组份的相对含量是不会完全一致的。这样，非水流的因素将干扰底流的效应，因此还要进行多参数的全面校核。例如，Huang 与 Watkins (1977) 在研究南太平洋的六个深海岩芯柱状样时，注意到由于机械的破坏与化学溶解作用，这里的硅质生物（放射虫与硅藻）全部破损，已比原始的介壳小十多倍，所以这些碎片不会引起样品的粗粒化，因而不会对粒度分布造成明显的干扰；此外，这里的锰微结核及冰载碎屑两种组份的堆积速率存在和谐一致的变化趋势，并且与样品中的平均粒径、分选系数以及偏态值的变化曲线协调一致。这样，通过多方的校核、印证，可以确认底流的活动是控制沉积物粒度分布的主导因素。

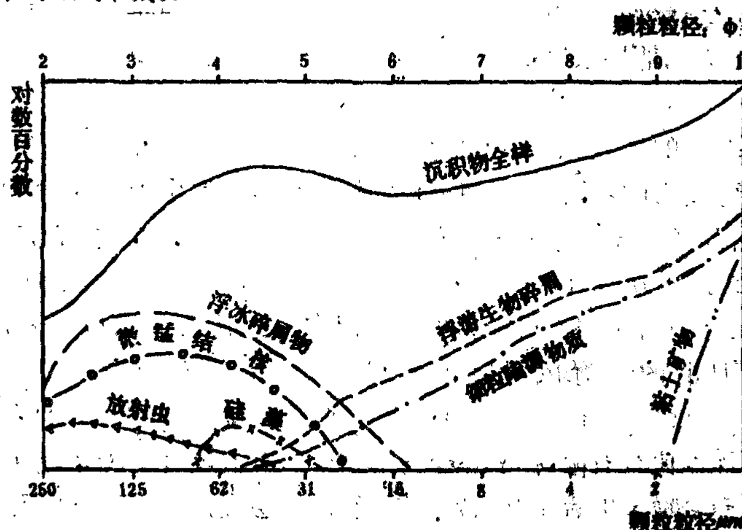


图3—54 在一个典型的沉积物样品中各个组份的粒径分布区间
(Huang & Watkins, 1977) 各种粒级范围分别由岩石学及扫描电镜确定

在众多的粒度参数中，偏态值SK₁被认为是研究深海底流的一项定量标志。偏态值是表示粒度频率曲线对称性程度的参数。当沉积物中粗粒组份增多时，曲线呈不对称状，偏向粗值一侧，即为正偏态；当细粒组份增多时，曲线歪向细粒侧，为负偏态。显然，随着底流速的增加，对细粒组份筛选作用加强，将使偏态值趋正变化。Huang 与 Watkins (1977) 利用自动沉积天平与标准筛析法测定了上述南太平洋六个深海岩芯样品，用多项式回归法求出了各种结构参数值。从中，他们发现偏态值可用

作划分本区强底流区与一般地区的定量指标，即当 $SK_1 > -0.2$时，属强底流状态，而当 $SK_1 \geq 0$时，代表水流速度已达到极大值。

随着流速的不断增强，总可以达到某一临界的偏态值αk，此时的底流将发生侵蚀作用，可以将先期沉积下来的偏态值趋正的沉积物抹掉。而当流速减缓，回复到αk值时，侵蚀作用停止，重新接受沉积，偏态值又趋负发展，其间存在一次沉积间断（图3—55）。因此，如果偏态值从负偏态持续地趋向正值，往往预示着一次沉积间断或高速底流脉冲的出现。同时，也可以利用偏态值曲线这种大体对称的格局估算在侵蚀时期被截移去的沉积物数量，这在其他场合下是难以估算的。通过上述方法，Huang 等人确定了南太平洋松山早期（2.4～1.7百万年）至少有一个主要的和若干个次级的强底流脉冲，造成沉积间断及残余沉积。

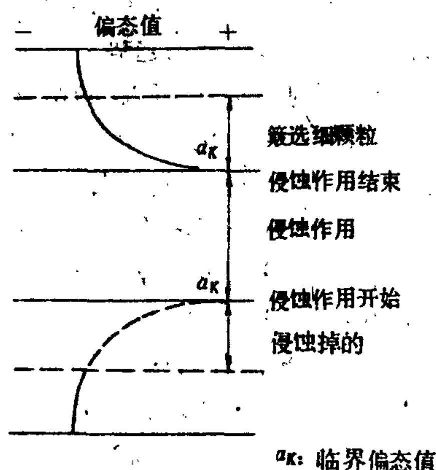


图3—55 沉积物偏态值与底流侵蚀作用有关的模式
(Huang & Watkins, 1977)
底流速增加，偏态值从负变正，到达αk时开始发生侵蚀作用，移去早先的沉积层；侵蚀作用结束时，流速下降再次达到aK值，重新接受沉积，其间存在一次沉积间断

但应注意的是，临界偏态值αk 在同样的底流条件下是可以不同的，还要受到底床性质及平均粒度值的制约。在同样的底流脉冲下，某些地区可以造成明显的沉积间断，而其他地区也许仅减低了沉积速率，但未达到αk值，因而地层层序仍然是连续的。因此，某次沉积间断事件并不一定到处都能察觉，都能进行对比的。

有时，沉积物粒度分布的众数 (mode) 值也可用来推断底流活动的变化。每次强流发生时，由于流速、流向及持续时间等要素的不同，可以使沉积物粒度众数值发生改变，从而可用来分辨不同的底流脉冲。例如，在斯科舍陆隆下部 HEBBLE 研究区，1982年7月采集的样品，表层4厘米层次的粒度分布曲线仅有14微米级的单众数，1983年6月表层5厘米沉积物明显地变为4微米及14微米的双众数，而且见到清晰的层纹构造，表明不可能由生物扰混作用造成，因此可以认为1982年7月形成的沉积层业已被1983年6月前的深海风暴侵蚀殆尽，再改造为"双众数的淤泥层"(Hollister & McCave, 1984)。在利用众数值分析底流活动变化时，应注意排除底栖生物扰混作用的影响。但一般来说，这种扰动影响的深度比较有限，据Yingst等人(1982)对上述 HEBBLE 研究区底栖生物活动的研究，发现大型与小型生物多生活在沉积界面附近，以表层沉积物与悬浮物质为生，因而在沉积物顶部2—3厘米处最为丰富，而阵发性的强流事件所形成的沉积层厚度均大于3厘米，因而超过了生物扰动所及的深度，可以保存下来加以识别。

在钙质软泥发育区研究深海底流作用，还可以利用浮游有孔虫壳体作为沉积颗粒搬运的标志。例如，在赤道太平洋东端的巴拿马盆地，其海底沉积物中 $CaCO_3$含量从15%到80%不等，这里既有深海碳酸盐溶解作用，又有水动力的搬运作用，因此需要一种方法来辨别这两种作用。由于不同种的浮游有孔虫沉积速率不一，因而其随海流侧向搬运的能力亦不相同，因此 Berger 和 Piper (1972)提出可以将沉积物中浮游有孔虫各个种的抗搬运指数乘以该种的百分含量，用其累计值作为底流的搬运指数。但是，Yamashiro (1975) 经计算发现，用这种指数的方法还不如用粒度分析更能

说明问题，底流冲去小个体壳，分选剩下的大个体浮游有孔虫便是底流的标志。Thiede (1977) 还专门设计了大口径全自动沉降筒，试验巴拿马海盆 CCD 面以上的样品，作出粒度分布的各种图件，证明正是海流将细粒物从底质中冲走，在海脊上只留下较大浮游有孔虫壳组成的"砂粒"沉积物。

深海沉积物的内部组成，还包括对沉积组构的研究。近年来，Ellwood 与 Ledbetter 等人(1979，1980)开始利用古地磁组构来确定底流的强度与流向。他们发现，至少在某些现代非固结的深海沉积物中，磁性颗粒呈线列的效应(alignment efficiency) 是与那里的底流速度有关。这种磁性方位的差异可以利用磁化率的各向异性 (anisotropy of magnetic susceptibility) 来加以测定。例如对加利福尼亚滨岸砂的测量表明，磁性颗粒的方位与用其他沉积学方法所测定的方位是一致的。又如，西南大西洋的维玛海槽是南极底层水的重要通道，被认为是底流活动特别强的地区之一。这里最强的磁性线列效应以及最粗的沉积颗粒均发现于海槽的主轴线附近。较大的长条状磁性颗粒的排列方位平行于海槽的等深线，显然说明它们受底流方向的控制。因此将这种线列效应与测定平均粒径的方法结合起来就能推断当时底流的相对流速与流向。例如，在维玛海槽利用沉积组构推断的底流方位与海底流速仪实测的结果一致 (Ellwood & Ledbetter, 1979)。

沉积组构的方法也许将成为研究古洋流很有希望的一种手段，但还须做更多的细致工作才能被广泛应用。此外，在底栖生物活动强烈的地区，沉积物磁性方位将会遭到生物扰动作用的破坏，所以这种方法仅适用于生物活动不活跃的地区。

第四章　古气候与海洋

古气候的研究构成一门独立的学科，并非本书所能包括。然而，气候是大气、大洋和陆地相互作用的结果，人们越来越意识到大洋体系在气候变化中的重要性。埃尔尼诺现象可以导致南美渔业的灾难，黑潮位置移动可以造成东北大豆的减产；如果从地质历程的长时期来看，这种作用就更加显著。假如说一、二十年前古气候研究主要立足于陆地，尤其是陆地上的古植物遗骸的话，那么现在其研究的重点在很大程度上已转移到海洋，特别是洋底沉积中的微体化石及其同位素成分。古气候研究在时间尺度上可以分为三级：全新世气候，更新世气候和前更新世气候。全新世气候的研究需要依靠孢粉、树木年轮、考古、历史记录以致仪器测量记录等，而更新世和前更新世气候的研究在很大程度上得依靠海洋与湖泊，与古海洋学有着更加密切的关系，因为只有海洋和湖泊才能提供古气候的连续记录。前面提到的CLIMAP计划是更新世气候研究的成功典范；美国地球物理研究委员会等1982 年发表的《地球历史中的气候》一书(Geophysics study Committee,1982)，则是前更新世古气候研究的一例。海洋沉积中记录的古气候信息，有两个方面最为有趣：一是古大气环流的变化，二是古气候变迁的周期性。

地质学家在研究岩石圈和水圈的同时，还需要探索与它们密切相关的大气圈的演变过程。大气圈的运动必然影响到被它包围着的岩石圈和水圈。大气环流的图象在洋流格局中有所反映，如大洋表层流一般受气流，尤其是下层气流的控制；大洋上升流也与气流相联系(见第三章)。气候的格局——反映于沉积物中的干旱与潮湿、温暖与寒冷——同样受到气流的制约。然而，最直接的是风成沉积物与气流之间的联系。在深海中，风成沉积物的保存最为完整。深海风成沉积物的研究对古大气环流与古气候的了解起着十分重要的作用。近年来，人们通过黄土与深海沉积的对比，对全球更新世以来的古气候状况有了更全面的认识。本章最后还将进一步探讨古气候旋回的形成机制问题。

第一节　大气环流及其地质意义

在讨论大气环流的地质意义之前，先介绍一下现代大气环流的基本特点。

现代大气环流由赤道向两极有三列大致顺纬线分布的环流圈(图 4－1)。我们知道，大气运动的能量主要来源于太阳辐射。由于地球表面各部分接受太阳辐射的不均匀性和科氏力效应，形成了大气环流系统。在近赤道的热带辐合带(ITCZ,即Intertropical Convergence Zone)，气流受热上升，至一万米高空离开辐合带向极地方向流动、形成高空西风，即反信风，风向西偏南。在纬圈半径收缩，经圈辐合的条件下，高空西风在向极地流动的过程中，随着温度下降，密度和厚度逐渐增大，至30°纬度处下沉(可降到海拔 2000 米左右)，使地面气压升高，温度上升，形成地面的副热带高压。其中的暖空气向外扩散，当它沿地面向赤道方向流动时因受自转偏向力影响，形成地球表面最稳定的气流—信风。从热带辐合带上升流至 30°纬度处下沉形成的信风，构成了热带—赤道环流圈，即信风环流圈，或称哈得来环流圈(Hadley Cell)。信风的风速总是在 3.6～7.2 米/秒之间，风向总是北半球为东北风、南半球为东南风。在某些地区，如北非等，信风是非常干热的。

第二个环流圈是中纬度西风圈，也称费雷尔环流圈(Ferrel Cell)。它位于 35°～65°纬度区，从地面到高空均为西风。风力由地面向上逐渐增大，以 10,000～13,000 米高空为最强。在地面纬度30°附近的副热带高压向极地流动时受地球偏向力作用而偏西；而在高空则属于地转风。到 65°纬度附近因与极地空气辐合，造成气流上升，与纬度 30°处的下沉气流构成一个圈层。

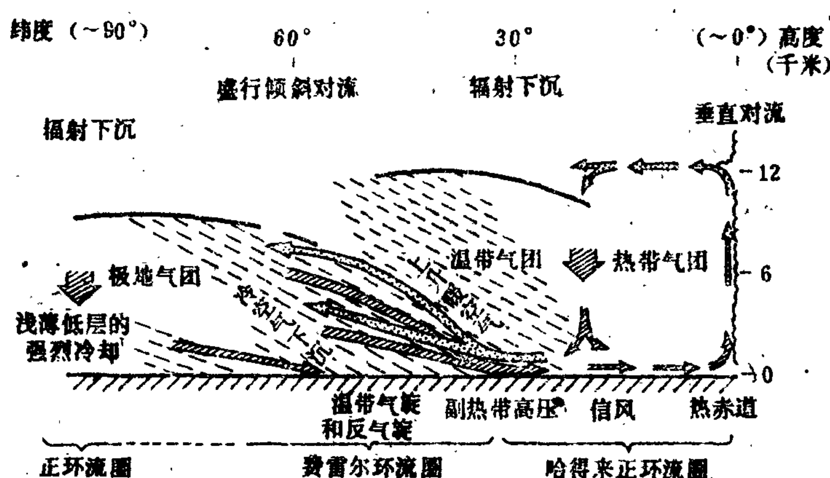


图 4—1　北半球大气环流(冬季)模式图

(据胡焕庸等简化，1981)

极地的寒冷空气，近地面向中纬度流动，受地球偏向力影响后变为极地东风。在极地区与中纬度交界处(约 65°)发育极锋。来自中纬度的暖空气在这里与极地冷空气相遇后上升，到极地后又变冷下沉，构成第三个环流圈(胡焕庸等，1981)。这三个环流圈中，热带－赤道环流圈和高纬度环流圈都是暖处空气上升，冷处空气下沉，故称为直接热力环流圈或正环流圈；中纬度环流圈则是冷处空气上升，暖处空气下沉，称为间接环流圈或逆环流圈。逆环流圈比两个正环流圈弱。

以上三大环流圈的存在决定了地球表面风系的格局(图 4—2)。当然，这种简化的模式并不能概括极其复杂的实际情况。季节变化、海陆分布和地形条件等，都在改变这个总模式所表达的气流格局。特别重要的如季风环流，由于海陆热力差异，使冬季陆地地面产生高压，上空产生低压，地面风吹向海洋；而夏季却在陆地形成低压，上空为高压，地面风吹向陆地。这种冬、夏风向相反的环流在东亚和南亚最盛。这主要是因为该地区位于世界最大的大洋——太平洋和世界最大的大陆——亚欧非大陆之间，海陆的气温对比和季节变化比其他地区显著。

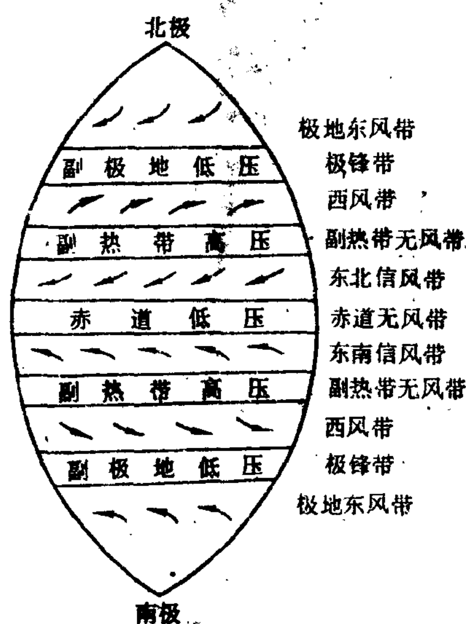


图4—2　地球表面风带分布示意图

既然地球上的大气环流受地球各部分对太阳辐射的接受量、海陆分布、季节差异程度等因素影响，那么，在地质历史上由于冰期间冰期的更替，构造运动造成的海陆变迁等，必然也会带来大气环流格局的变化。如所周知，大气环流是古气候学的核心问题，它既为研究气候演变规律，进行气候超长期预报所必需，又是了解沉积和沉积矿产分布规律的关键之一。因此，大气环流历史的研究在理论和实际方面都有不容忽视的意义。例如，由于西风带的发育，现代的中纬度地带分布着大片沙漠，在北纬 30°附近，无论北非、西亚都有沙漠发育；而东亚由于受季风控制，如上海地区气候温湿。同样，西风作用的结果，使大陆西缘暖而湿，东缘冷而干，欧亚大陆西边的巴黎和东边的伯力都在北纬 48°附近，而两者一月份的气温分别为 3.1°C与－22°C，相差多达 25°C。这种巨大的差别必然带来沉积类型、沉积矿产和生物群的改观。

沉积矿产(尤其是蒸发盐与风化矿床)的分布便深受大气环流与气候条件的控制。目前地球上的沙漠地区广泛分布着多种盐湖,从我国东北,经内蒙古、青海、新疆,横贯中亚和西亚直到北非,构成一条巨大的荒漠盐湖地带。我国柴达木盆地就分布着为数众多、成分各异的盐湖,盛产岩盐、钾盐、石膏等。南北美洲、非洲、澳大利亚的沙漠地带也出现大小不等的盐湖。其他沉积矿产的分布也与相应地质历史时期的气候息息相关,如煤、铝土矿和油页岩形成于古湿润带。在炎热湿润的热带地区,岩石遭受强烈的化学风化作用,有利于元素的重新组合,可形成巨大的镍、铝、铁、锰等风化矿床,如大洋洲新喀里多尼亚的巨型风化镍矿床,美国阿肯色州的风化铝土矿等。我国福建漳浦的铝土矿也属风化红土型。

地质工作者研究古大气环流,当然主要应从沉积物着手。为此,首先需要讨论海洋中的风成沉积,从所谓风海尘埃(aeolo-marine dust)谈起。这是由于在风成沉积物的风化、搬运和沉积中,古大气环流起了主导作用,通过风成沉积物的研究能追索古大气环流的踪迹。而且海洋中的风海尘埃大部分沉积在深海地区,很少遭受侵蚀,保存良好,能提供完整而连续的信息。

第二节 海洋中的风尘沉积

一、风尘沉积作用的重要性

风是重要的地质营力之一。它搬运砂砾、尘埃,然后在适宜场所沉积下来。观察结果表明,当风速达到 5 米/秒(相当于 3—4 级风)时就能扬起尘土;强风能把尘埃物质带到几千米的高空,运送到遥远的地方。通过卫星探测,撒哈拉沙漠的干热风暴(图 4—3)在一昼夜间就能把 1000 万吨尘埃刮

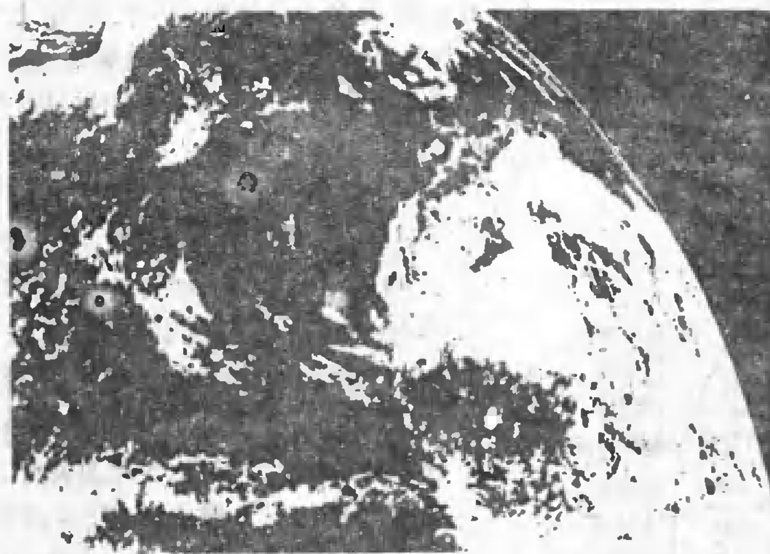


图4—3 来自撒哈拉的尘暴的卫低星照片,尖埃团在大西洋上空顺时针向北旋转。
(据Sarnthein, 1980)

到空中。据Calson等(1975)和Tetzlaff等(1980)记载,在撒哈拉地区,这样的尘暴每隔四、五天便可发生一次,估计一个夏季从撒哈拉带到大西洋的尘埃总量可达 2 亿吨。一次较大的尘暴可延续几个星期,那时海洋上空一片灰雾蒙蒙,能见度只有 1 海里。尘暴可以伸展很长的距离。1902 年 11 月 12 日澳大利亚发生了一次当地历史上最大的尘暴,从澳大利亚可一直追踪到菲律宾、香港,跨距达 5000~6000 千米。1980 年 4 月 17~21 日北京上空的尘暴高达 7000~8000 米,向东南一直扩展到

日本、琉球群岛(Liu et al.,1982).从现代实际的自然现象不难想象在漫长的地质历史中风所起的地质作用。

随风飘扬的尘埃物质有相当部分落于海中,最终沉降到海底。一百多年前,达尔文在环球航行时研究了大量的沉积样品,曾提出洋底是由尘埃铺成的(Seibold et al.,1982)。风成物质的搬运距离甚远,如撒哈拉沙漠覆有氧化铁薄膜的沙粒,除发现于佛得角外的深海沉积中,在大西洋西部的特立尼达岛上也能找到;在西风的影响下也可向东带到地中海东部。太平洋周围被海沟环绕,通过浊流活动输入洋底的陆源物质较少,风成沉积作用更为突出。Menard曾指出,北太平洋的洋底沉积物中约有一半是风成物。夏威夷土壤中的石英颗粒,经$^{18}O/^{16}O$测定对比,发现也是来源于大陆(Rex,1969)。东海杭州湾外的浪岗岛(31°N124°E附近),上有7米厚的下蜀土(据谢庆道面述),可能是由我国西北地区的黄土被风吹送而来。对于深海沉积来说,发生在对流层的搬运(高度在10千米以内)具有重要意义,其搬运轴心位于北纬30°和南纬30°附近,主导方向自东向西,尘土在大气中的逗留时间为几天到几星期,搬运距离可达几百至上万千米。平流层中(高度超过10千米)的搬运距离更大,尘土逗留的时间达数年之久,物质更是细得多。根据现代的估算,每年由于风的直接作用,从陆上带到海洋中的物质有16亿吨之多,超过进入深海的河流悬浮物的数量。

近年来,在深海沉积的研究中,风成沉积作用已日益得到重视,但风的搬运由于气流多变,空间范围大,故影响因素很多,比其他搬运作用(例如河流)更难研究,要求采用尽可能全面和多样的手段进行探索。除了矿物学、地球化学等基本方法外,近来又有种种新手段出现,如根据岩石磁性参数研究风尘沉积的强度(King et al.,1986),根据花粉等值线图研究古今大气环流的异同(Hooghiemstra & Agwu, 1986),根据孢粉分析和放射虫分析的对比研究季风的变化(Heusser & Morley,1985;Morley et al.,1986)等等。

二、风尘沉积物的一般特征与物质组成

进入海洋的风尘沉积物,包括砂、粉砂和泥等粒级。在搬运过程中,由于重力分异作用,砂和粉砂大多沉积于海洋周缘地区,进入深海远洋的风尘物质以泥质组分为主,也有少量粉砂物质。由于沙漠区的物理风化作用,以及在高空相互碰撞或被击碎,其磨圆度不佳,常带有棱角及破损的痕迹。风尘物质主要降落在北纬30°和南纬30°附近的干燥带海域,以及印度洋西北海域。这是因为这些地方空气非常干燥,风力强劲并有丰富的物质来源的缘故。而在湿润地带风尘土可通过降雨就地沉落。风尘物质往往混入生物软泥及其他来源的海洋沉积物中。深海沉积物中的极微细组分,多为风尘;在亚热带的深海褐粘土中,风尘物质的含量相当高。

随着海洋沉积研究工作的深入,近十多年来加强了对风尘的基本成分、物质来源和形成过程的研究。很多学者通过直接测定海洋上空大气层中尘埃的物质组成来确定风尘的成分。

表4-1 主要根据大西洋和周围地区上空采获的尘埃样品,列出了其金属元素的含量。样品通常用面积为1平方米的尼龙网对风收集,大气所含尘埃被尼龙网的单丝纤维捕获,其捕获率为11~50%不等,视颗粒大小而异;此外,也有用超高含量过滤采集器的。尘埃的浓度在各海区上空十分不同,在北大西洋较高,每立方米大气中一般含尘埃1~3微克,甚至可高达7微克;而太平洋夏威夷岛上空的尘埃浓度仅0.24微克/立方米,我国海区上空为0.21微克/立方米。从表中可以看出,南极上空大气非常洁净,金属元素含量低,仅为其他地区含量的几百分之一,这是因为那里为冰层覆盖,即使常年有强风袭击,陆上物质也很少被卷入空中。城市地区样品采自美国东北部大城市6000米上空,金属含量普遍增高,尤其象Pb、Zn、V、Cu、Hg、Cr、As、Sb等常用金属都高于其他地区许多倍,这是人类活动造成的结果。在赤道大西洋上空含有很高的Na、Al和Si,而Si和Al是组成石

英和粘土矿物的主要元素，说明大洋上空含有大量石英和粘土矿物，表4－2列出了北大西洋热带海区上空大气尘埃中的矿物成分。它们来源于邻近的干旱和半干旱地区，尤其是非洲北部和西南部的

表4－1 大西洋上空大气中的金属含量（$10^{-9}g/m^3$）

	赤道大西洋西部		赤道大西洋东部		城市地区		南极	
	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围
Na	6100	2100－24000	1800	800－4000	510	130－2300	3	1.7－4
Mg	730	300－1040	200	90－400	730	150－2030	0.7	0.3－1.4
Al	1600	550－5700	50	12－130	1600	340－3800	0.6	0.2－1.4
Ca	1100	170－6900	150	80－200	1200	410－6100	0.5	0.3－0.8
K	250	104－580	90	40－140	400		0.7	0.5－0.9
Fe	960	250－3700	40	10－110	1700	380－4800	0.5	0.3－1.0
Pb			5	2－14	170	48－1000	0.03	0.02－0.04
Zn			3	0.3－10	120	29－740	0.03	0.016－0.07
Mn	13	2.6－51	0.2	<0.04－0.7	32	8－110	0.012	0.006－0.02
V	2.5	0.90－8.0	0.1	<0.02－0.4	16	9－170	0.0013	0.0006－0.0016
Cu	1.7	0.64－5.7	0.9	0.5－1.2	50		0.04	0.02－0.05
Hg			0.07	<0.02－0.3	0.22	0.9－1.3		
Cr	3.1	1.3－9.4	0.15	0.02－0.4	14	2.6－153	0.0043	0.003－0.01
Ce			0.13	0.04－0.3	3		0.0019	0.0008－0.005
Se			0.3	0.2－0.5	1.7	0.5－5.7	0.006	0.005－0.007
As					16	7.5－50	0.007	0.0067－0.0073
Co	0.38	0.10－1.5	0.03	0.01－0.07	0.97	0.42－2.8	0.0006	0.0005－0.0006
Sb			0.11	0.03－0.5	3.0	0.81－12	0.0006	0.0005－0.0014
Sc	0.29	0.10－0.87	0.014	0.003－0.04	0.39	0.11－1.3	0.00012	0.00006－0.0003
Th			0.011	0.004－0.04	0.3		0.00012	0.00007－0.0002
Ag			0.014	<0.007－0.3	0.6		0.002	0.0007－0.009
Si	4700	1600－16000						

（据Prospero，1981简化）。

表4－2　北大西洋热带海区大气尘埃中的矿物成分

粘土矿物		碎屑矿物	
蒙脱石	≤4%	石英	13%
伊利石	54%	云母	4%
绿泥石	7%	斜长石	10%
高岭石	6%	方解石	<1%

沙漠地区。图4—4表示现代世界上主要干旱地区的分布状况。这些地区的尘土在当地盛行风的吹扬下，被带到海洋上空。

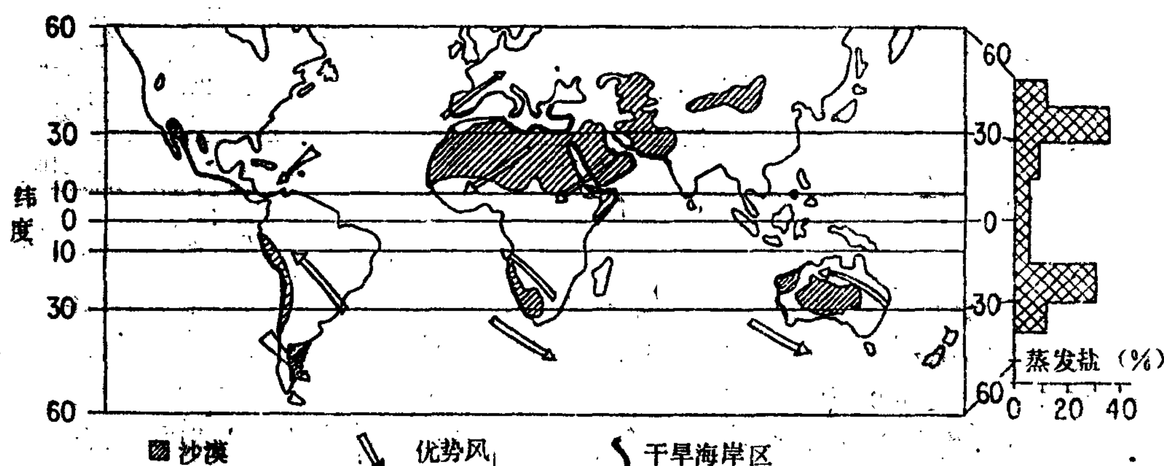


图4—4　世界主要沙漠和现代蒸发盐分布图

（引自Schopf,1980）

除各种粘土矿物和碎屑矿物外，风尘中也含有沙漠区的自生矿物，如在撒哈拉有白云母和石棉等，另外也混入一些生物物质，象淡水硅藻、植物碎屑和孢子花粉等，此外尚有禾本科植物细胞内的蛋白石质充填物——植石类（Phytoliths,我国第四纪地层中的"盾形化石"即其中之一类）等。风成物质的组成与物源区的性质有密切关系。

大气中的尘埃不断降落在海洋上，最后沉到海底。所以尘埃的矿物成分也就相应地反映在深海沉积物中（表4—3）。这些沉积物中，云母族矿物伊利石十分丰富，在整个大西洋上空的尘埃中其含量相当稳定。这主要取决于两个因素：①云母族矿物在自然界中到处存在，如伊利石可见于页岩、砂岩及其他沉积岩中。白云母和黑云母在花岗岩、正长岩和变质岩中都很普遍。②由于云母的片状形态使它们便于飘浮，同时因为颗粒小能在大气层中滞留相当长的时间。

尘埃和深海沉积中高岭石的含量也较高。虽然高岭石主要是低纬区强烈化学风化作用的产物，一般认为产于湿润气候环境，但是也不排除尘埃和沉积物中的高岭石来自干旱地区的可能性。非洲西北部的许多大陆沉积物中含有高岭石，这是过去降雨量较高的年代里由长石风化而成；此外，撒哈拉的高岭石（还有伊利石）也常常是砂岩的组成部分，原来的长石和其他粘土矿物在埋藏过程中受地下水的作用可转变成高岭石。

在尘埃和沉积物中绿泥石的含量与高岭石的含量互成消长关系。高岭石在低纬度区含量高；绿泥石则在高纬度区含量高，向低纬度区含量降低。因为绿泥石主要是寒带和高山地带的机械风化作用或风化完发育初期的产物，在低纬度区化学风化强烈，绿泥石在抵达大洋之前就可能发生变化。

表4—3　东大西洋上空尘埃与深海沉积物中的粘土矿物成分

纬度	样品	粘土矿物含量(%)			
		高岭石	伊利石	蒙脱石	绿泥石
40°—60°N	尘埃	23	52	<5	23
	沉积物	5—10	60—70	<20	<10—30
20°—40°N	尘埃	24	52	12	12
	沉积物	10—30	50—60	<20	<10
0°—20°N	尘埃	34	35	22	10
	沉积物	20—50	30—40	<20	<10
0°—20°S	尘埃	36	33	16	15
	沉积物	40—50	20—40	<20—30	<10
20°—40°S	尘埃	22	53	痕量	25
	沉积物	5—10	40—60	20—40	<10

（据王琦，1980 简化）

蒙脱石的成因比较复杂，它需要碱性环境，有利于Mg的存在；主要通过基性岩石的风化作用，由伊利石和白云母中的K被淋滤而成。富含蒙脱石的海域常与火山作用相联系。大西洋沉积物中蒙脱石的分布难以指示一定的物源区。从表4—3中可以看出蒙脱石在尘埃中的含量与沉积物中的含量不尽一致，推想沉积物中的蒙脱石除来自陆地风化作用产物外，还含有较多自生成因蒙脱石。

除粘土矿物外，石英也是大西洋上空尘埃和海洋风尘沉积物的主要成分。石英是大陆地壳岩石中最常见的矿物之一，但在洋底地壳的基岩中却几乎缺失。海洋沉积物中石英的分布（图4—5）可以反映大陆物质搬运进海洋的各种途径，包括河流、风、冰川、海岸或陆架的侵蚀。在大陆边缘的海盆中石英含量较高，在大洋中脊地区含量较低。从图4—5中可以看出一种不协调的现象，即亚马逊河、拉普拉塔河、刚果河和尼日尔河等大河河口地区的石英含量较邻近地区少，这是因为石英相对集中于沉积物的较粗组分中。上述河流携带的大量物质中，细粒的粘土多于粗粒组分，这样，河流带出石英的绝对量是高的，但相对于沉积物总量所占的比例却并不高。在邻近有大河流的好望角海盆、安哥拉海盆和阿根廷海盆中，石英含量比河口附近的浅水区域高，这些石英的分布与河流、底流和浊流作用有关。而在纽芬兰、格陵兰、不列颠和挪威等地岸外沉积物中，石英的富集则与冰川搬运有关（见Kolla et al.,1979）。

通过河流、浊流、冰川或海岸侵蚀带入海洋的石英，多分布于大洋周缘海域。远海沉积物中的石英，主要为风尘来源。在干旱的撒哈拉和半干旱萨海尔的非洲岸外，大西洋东部北纬13°—28°的海底沉积物中石英含量超过10%。这一海域高含量的石英是来自北非的大气尘埃，是由风从上述干旱和半干旱地区吹扬而来。太平洋北部深海粘土中，石英含量高达20%，它们富集于北纬30°附近，石英的粒度与大气尘埃的粒度相当，大多小于10微米。这些石英和夏威夷表土中石英的氧同位素值，均与中亚沙漠及大洋上空尘埃中的氧同位素值近似。南太平洋中的石英来自澳大利亚和新西兰，其含量低于北太平洋。

三、撒哈拉岸外的风尘沉积物

Sarnthein (1980)对撒哈拉岸外的风尘沉积物研究中，提出了北大西洋东部沉积物中风成石英的辨认特征和搬运机理。他认为风尘沉积物搬运到大洋的途径主要有两种，即携带沙丘砂入海的浊

流和风携尘埃。

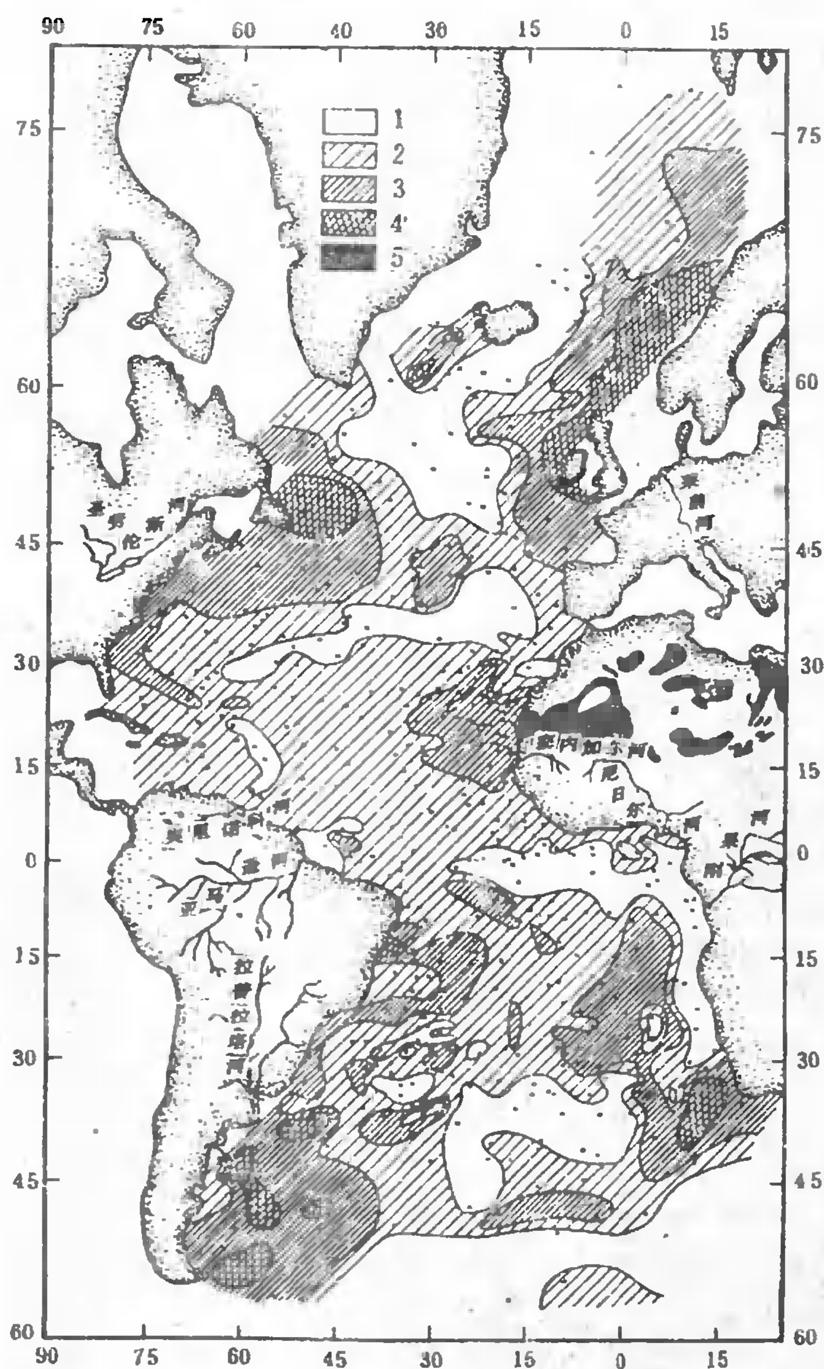


图 4－5　大西洋全新世沉积物中石英分布图

1，0－5%；2，5－10%；3，10－20%；4，>20%；5，砂丘

(据Kolla et al., 1979)

1，沙丘砂浊流沉积

沙漠地区盛行的离岸风(如贸易风)使沙丘向海伸展呈防波堤状。在西撒哈拉估计其伸展速度约可达每年 45 米以上(Sarnthein & Walger,1974)。在冰期洋面下降时向海伸展的沙丘砂就聚集在狭窄的陆架边沿。由于陆坡区坡度较大，这些巨大的疏松堆积物易于滑塌，并形成强大的浊流运移到 1200 千米以外的深海中。

在取自深海的柱状样中，根据其结构与粒度组成，不难将这类沙丘砂层确切地识别出来，还可根据其上覆与下伏之深海淤泥的年龄确定其地层位置(图 4—6)。这种沙丘砂浊流沉积在近代与地质时期都有出现，迄今已发现于西撒哈拉南部岸外(图 4—7)，几内亚湾(物质来自卡拉哈里沙漠)、澳大利亚西北岸外的Argo 海盆，以及新墨西哥州二叠系地层中。这些沙丘砂浊流的发现可靠地表明，大陆上的干旱气候和来自大陆的强劲贸易风是与低海面时期相伴生的，在第四纪往往与冰期相联系。

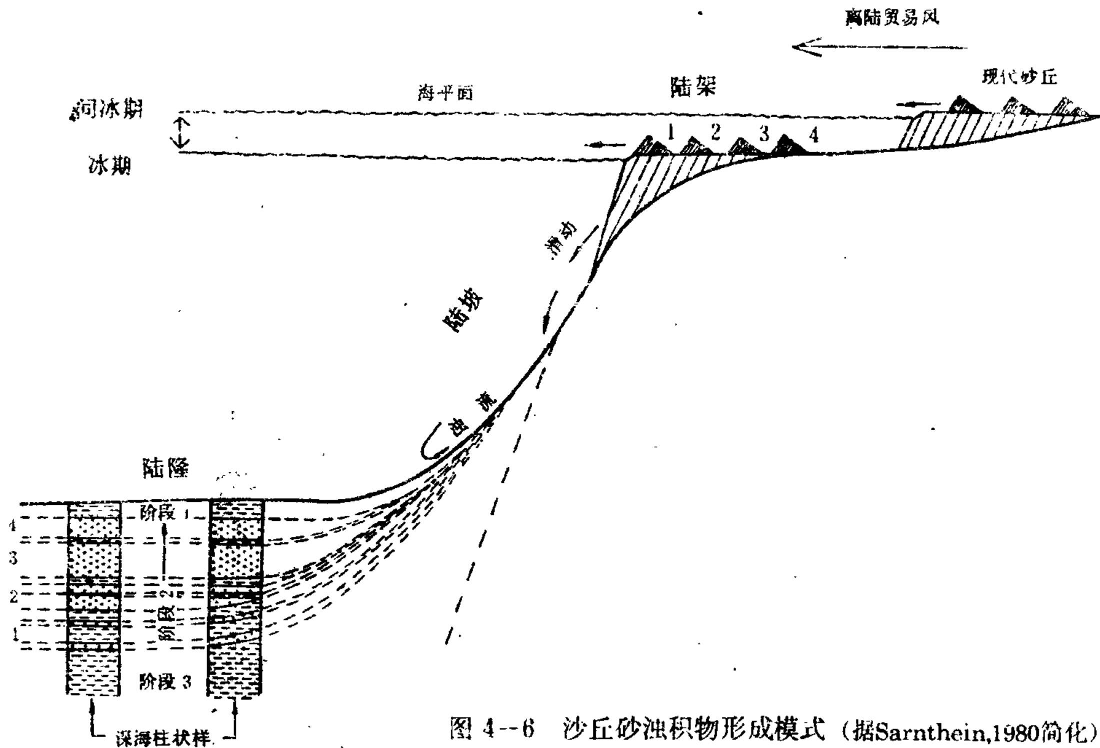


图 4—6 沙丘砂浊积物形成模式（据Sarnthein,1980简化）

图中表示了冰期与间冰期的不同情况。沙丘编号 1—4 代表冰期时在海岸带上相继形成的沙体。当它们滑动到深海底后，相应地形成第 1—4 砂层，有如在沉积柱状样中所见。(本图未按比例尺，垂向尺度明显夸大)。

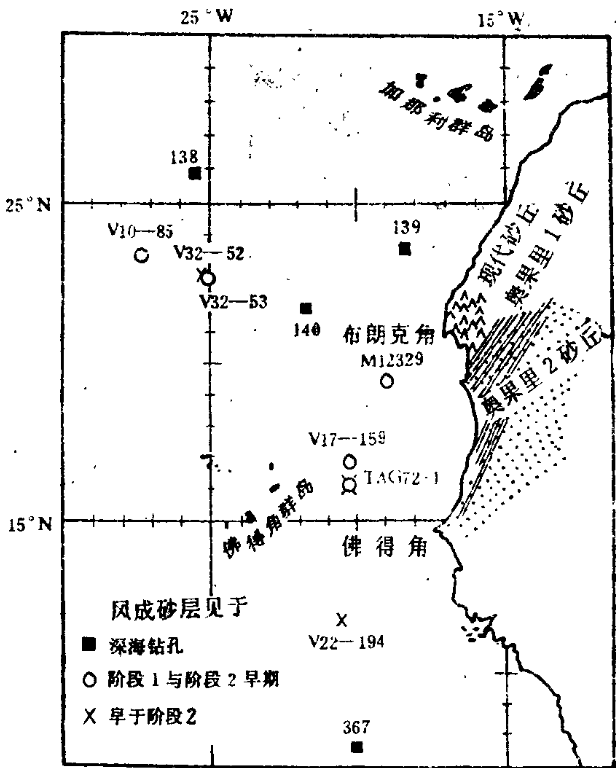


图 4—7 撒哈拉西北部冰期时形成的"奥果里(Ogolien)"沙丘的分布及大西洋东部已发现的沙丘砂浊积物的地点

(据Sarnthein,1980)。

2.海洋中的风尘沉积

在辽阔的大洋底部,风携尘埃沉积物的分布要比沙丘砂浊流沉积广泛得多。但用它们来解释气候,则比沙丘砂浊流沉积复杂得多。原因是大洋上空尘云的频率与浓度取决于变化多端的各种因素,如物源供应、天气条件等。从图 4—8 中还可看出大陆边缘附近样品中细粒物质(指<6微米的颗粒)含量较多,在这里尘埃沉积易与河口的悬浮搬运物相互混淆。这就要用细致的沉积学方法如精密的粒度分析,粘土矿物分析和粗组分分析等加以区别。根据西非岸外现代沉积的调查,风尘沉积与河流沉积的特点可归纳如表 4—4。

表4—4 深海底的风尘沉积与河流沉积的成分比较

特征		海底风尘沉积与海洋上空风尘样品		河流沉积
		离岸<500千米	离岸>500千米	(塞内加尔河输出)
粒度(酸不溶物)	粘土	<20~30%	>50~98%	35~50%(最高90%)
	粉砂众数(modal size)	>25微米	12~25微米	11~12微米
	砂>63微米	5~25%	痕量	<3%
	砂>125微米(占>63微米总量)	10~15%	—	5~12%
成分	未散开的粪粒	—	—	<20%
	植物碎屑(>63微米)	痕量	痕量	4~50%
	白云母/黑云母(>63微米)	0.1~0.5	未测定	0.5~1.0
	褐铁矿粉砂结核	—	—	<20%
	石英中染色颗粒%	5~75	5~75	35~55
	样品处理中未散开的粘土团块	大量	—	—

(据Sarnthein et al.,1982)

实际工作发现,离岸甚远的陆源碎屑沉积物一般均为风尘(除浊流外),而离岸较近的沉积物属风尘沉积还是冲积则较难判断。由表可见,离岸不足 500 千米的风尘沉积物的粉砂众数粒径(silt modal grain size)≥25 微米,粘土与粉砂具有单众数分选性(unimodal sorting);而河流沉积物中<6 微米的细粒级物质粘土甚多,粒度级配呈双众数粒径分布(bimodal grain size distribution),并含有大量植物碎屑、有机物、粪粒等,夹有河流淤泥浊积层。

根据卫星照片,和从船上、岛上和飞机上系统地收集尘埃样品,以及对气候长期观测资料的解释,对于现代大西洋上空撒哈拉尘暴的来源与散布情况已有一个初步概念。从卫星照片(图 4—3)可以看出尘暴的发源地主要在撒哈拉南缘的萨赫勒一带。那里向西移动的低气压引起地面狂风与上升暖气团,将大量尘埃送到中对流层,在此又被卷入一股东西向喷射气流中,即撒哈拉大气层(Saharan Air Layer)。据报道,平均每四、五天就有一个干热的尘暴以这种方式到达大西洋海岸。尘暴中心位于北纬 17°~21°之间,高约 3000 米。它与近地面的北北东向贸易风在 1000~1500 米高度处有一清晰的分界面。贸易风既冷又比较潮湿,尘埃含量较少。这一事实的发现改变了过去以为尘埃主要是由贸易风带来的看法,撒哈拉大气层带着尘埃离岸后即向右转,向北通过加那利群岛,然后向西移动到达安得列斯群岛。

撒哈拉大气层尘埃这种镰刀形的飞行路线,在深海沉积物的分布格式中也得到证实,它表现在沉积物中石英和粗粒级(即粉砂)的分布频率上(图 4—8)。大量带红色的石英也呈镰刀形分布,其物源是撒哈拉南部的大片红土区。

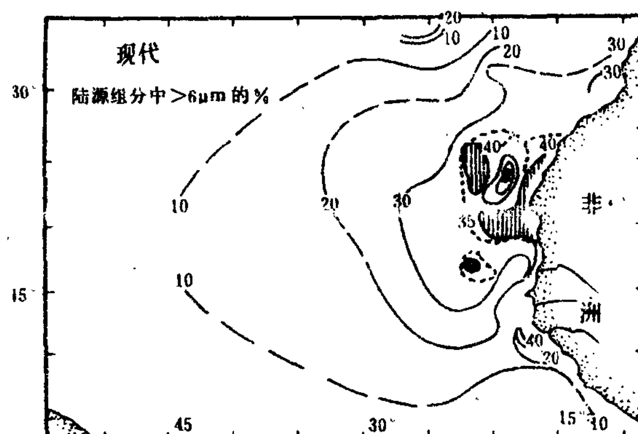


图 4—8　撒哈拉西北海区表层沉积中>6 微米颗粒分布图

(据Sarnthein,1980)

在北纬 20°以北地区，贸易风尘埃仅表现为在陆隆上部有一个无色石英颗粒的分布带。因此，在研究撒哈拉岸外的风成尘埃沉积时，有必要将高空的撒哈拉大气层与低空的贸易风所携带的尘埃区分开来。二者由于物源区不同，成分也各异。贸易风携带的尘埃来自撒哈拉北部，那里地表为晚第三纪以来的海相、湖相碳酸盐岩与盐壳等；而撒哈拉大气层携带的尘埃来自撒哈拉南部和萨赫勒地区(北纬 20°—15°)，那里地表为新生代湿润气候下形成的含硅藻湖相沉积、红土、铁帽等，碳酸盐岩不发育。两类尘埃的区别可归纳如表 4—5。

表4—5　贸易风与撒哈拉大气层尘埃的区别

类　型		贸易风尘埃	撒哈拉大气层尘埃
物源区		撒哈拉北部	撒哈拉南部与萨赫勒地区
典型粘土矿物		绿泥石 伊利石	高岭石(20—35%) 蒙脱石
石英	含量	<15%	可达20%
	染色颗粒	5～15%	可达75%
碳酸盐		可达20～50%	<4～8%

(Sarnthein et al.,1982)

应用上述方法，不仅可以将西非岸外沉积物中的风尘沉积与河流沉积区分开来，还可以将来自两个不同风层的尘埃相互区别。在深海岩芯中，识别出风尘沉积及其不同来源，有助于查明地质时期尘埃搬运的强度，干旱带的范围大小，贸易风的强弱变化及其他古气候特点。如从撒哈拉岸外风尘沉积物的分布可以了解当时地面附近和中对流层的优势风系，推测相邻的大陆属于干旱还是湿润气候。把这些古气候资料与大洋古环流的全球发展过程相联系，就有可能阐明晚第三纪以来的古气候演变过程。

第三节　风尘沉积物所反映的古气候

气流对沉积物在地球表面上的分布格局起着重要作用。通过沉积物的研究直接追溯古气流的踪迹，是地质学研究的一个新课题，近年来吸引着越来越多研究者的注意。初步的研究结果一致表明，至少在北半球最大冰期中风速较现在强得多，相应地风尘沉积的粒径和堆积速率都远在现代之上。

举例说，冰盖中的尘埃是由风力搬运而来，对冰盖钻孔所取得的冰芯进行分析，可以揭示气流变化的历史。美国学者L.G.Thompson对格陵兰冰盖Camp Century长 1400 米的冰芯和南极冰盖Byrd站长 2200 米的冰芯(测年结果表明两孔均为 30,000 年来的产物)进行研究，发现末次冰期尘埃含量较现代高得多(图 4—9)，南极孔高 4 倍，而格陵兰孔高出成百倍。由于南极冰芯中所含尘埃大多由火山喷发而来，格陵兰冰芯中绝大部分尘埃为大陆风化产物，后一冰芯的数据则更具有代表性(Prospero,1981)。

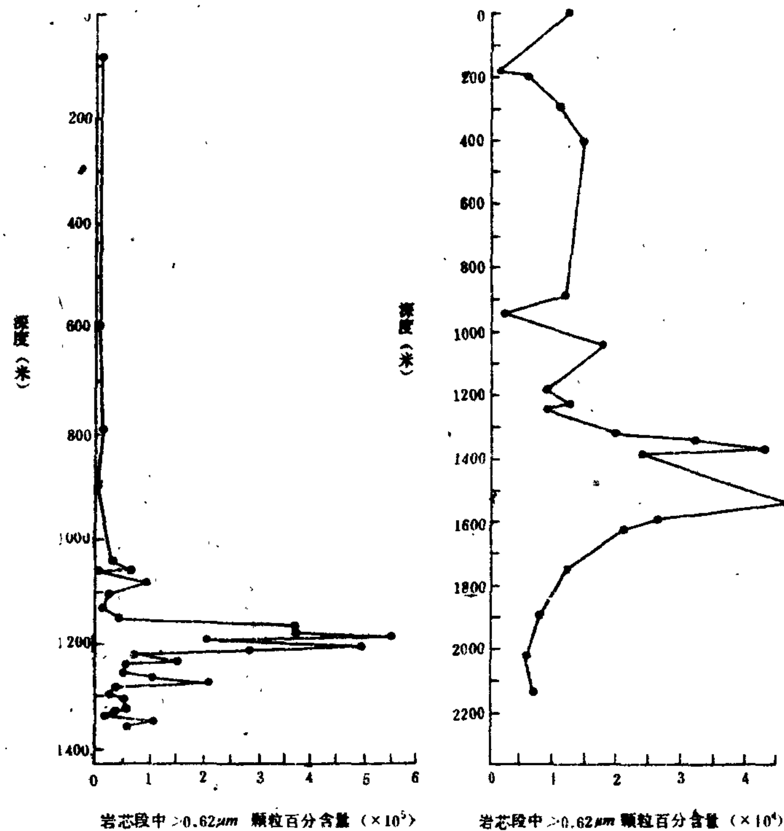


图 4—9　格陵兰(左)和南极冰芯中尘埃的含量

(据Thompson,1977,转引自Prospero,1981)

在北大西洋西非岸外的远洋沉积物中，最大冰期时石英浓度高达 20%，而且石英颗粒最粗的时期总是与冰期相对应。热带北大西洋海底一系列柱状样中，石英/伊利石的比例也是冰期最高，反映冰期时石英的搬运加剧。在撒哈拉岸外现代尘暴中心的位置采集了柱状样，取样点选在一个稍高于周围地形的海底圆丘上，以避开河流沉积物的干扰。分析结果表明，岩芯中大于 6 微米颗粒含量增加的井段，所对应的正是表层海水氧同位素曲线所显示的冷期，说明表层海水温度下降时气流增强，搬运来的风尘物质就增多。另外，柱状样中植石类和淡水硅藻的含量也在冰期时增高，反映冰期时陆地干旱，富含植石类的土壤和含有淡水硅藻的河湖底质因干涸而易被风力搬运(Prospero,1981)。这一切都说明风尘沉积物的大量出现，通常是气候转冷的反映。

其他大洋的现象与北大西洋相似。澳大利亚西北岸外有淹没在海水之下的晚更新世风成沙丘，说明在末次冰期澳大利亚气候较今更为干旱，沙丘分布比现在更为广泛(Bowler,1976)。风力搬运的尘埃中三分之一为石英。Heath(1969)在研究北太平洋沉积后认为远洋沉积中的石英主要是由风力搬运而来。因此，根据赤道太平洋新生代地层的分析结果，推算该区深海沉积中尘埃的比例从始新世中期的 5%左右增至第三纪中期的 10—20%，而现代已增加到 50%。第四纪初期尘埃的突然增多反映了冰期开始后物理风化和风力搬运的加剧。最近Heath 和Dauphin(1986)也发现北太平洋

风尘集中分布区在新生代期间逐渐南移,风尘的通量从 250 万年以来持续增加,而在冰盖产生之前通量甚低,同样证明了冰期对风尘的影响。

为了解古气候的演变特点,CLIMAP研究组(1976)等着重研究了距今 18,000 年和 6,000 年等几个时间片段的古气候。它们反映了两种极端情况:距今 18000 年是近 10 万年来温度最低,持续时间最久的冷期的结尾,而距今 6000 年则是最近一次暖期的最盛期。下面主要介绍一下由风成沉积物所反映的距今 18000 年、6000 年以及晚第三纪的古气候特点。

1,距今 18000 年前

通过深海岩芯样品分析,发现在距今 18000 年前的末次冰期极盛期,北纬 8°～28° 间没有河流搬运物,说明当时气候干冷、径流量小。而撒哈拉大气层尘埃的粒度加粗(图 4—10),粗到与西欧高纬地带的黄土相似。与现代一样尘埃也是由向西转为向北搬运。北纬21°～27°间的贸易风无色尘埃分布带在目前很窄,而在冰期、该带的长度与宽度都比现代大得多。其原因除风力较强外,也可能是贸易风在呈锐角离开大陆后由北北东向转为北东向,因此扩大了分布范围。贸易风加强的推断与当时上升流增强及河流搬运物的缺失情况相吻合。根据深海沉积的研究,当时撒哈拉尘暴的中心所处的纬度与现今相同,即北纬 18°～20°,可见从那时起,亚热带大气环流圈并未移动,西风带也没有到达北纬20°处,撒哈拉上空也存在着炎热的高气压。

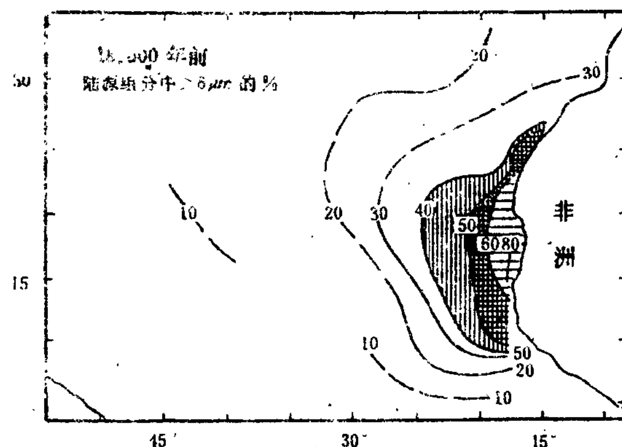


图 4—10　18000 年前来自西非的大于 6 微米(尘埃)颗粒在大西洋沉积物中的分布

(Koopmann,1979,转引自 Sarnthein, 1980)。

近年来,在撒哈拉北缘也发现了今天风携尘埃的飞行路线,尘埃在属于西风带的旋风前区可到达地中海东部沿海地区。在冰期最盛时该风带大体上也处于这个位置,而强度比现在大得多,因为当时来自北撒哈拉的黄土在以色列最为发育。

2.距今 6000 年前

距今 6000 年前是最近一次气候最宜期。当时西非岸外陆隆内带的沉积物以细粒河流输出物为主(图 4—11)。从深海岩芯的孢粉分析,当时撒哈拉地区的植被比现代和冷期繁盛得多,说明那时大陆上降水量大,并超过蒸发量的最高值,形成地面径流。其时整个撒哈拉地区有许多湖泊分布,土壤形成,草原辽阔,沙丘一度消失。这种优越的气候环境为北非著名的新石器文化的繁荣提供了条件。

不过,从远离大陆的深海沉积物可以看出,在暖期,撒哈拉大气层的尘埃搬运并未完全停止,只是明显地缺乏粗粒物质。当时撒哈拉大气层尘暴的中心位置仍保持在北纬 18°～20°附近。它在暖期时的位置与冰期相比并没有明显北移。但当时贸易风显著减弱,无色尘埃几乎完全消失,深海沉积中的上升流标志也消失。可见,在冰期与间冰期,撒哈拉的风带并未向赤道或极地来回迁移。同样,

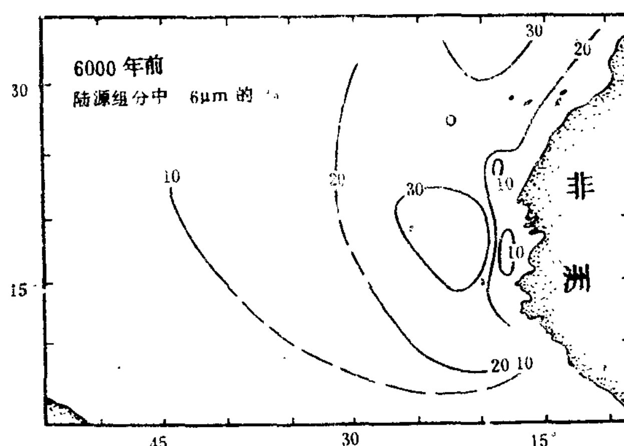


图 4—11　6000 年前来自西非的>6 微米(尘埃)颗粒在大西洋沉积物中的分布

(据Koopmann,1979,转引自Sarnthein,1980.)

亚热带也不是以前想象的南移、北迁,而是基本稳定,仅经历了交替的扩张期与收缩期。这与极地和温带区的大气环流变迁有显著区别。

3.晚第三纪的古气候

在西北非洲岸外,有几个深海钻孔保存了完整而未受扰动的上第三系剖面,典型的有第 397 号孔(图 4—12)。该孔位于北撒哈拉岸外北纬 27° 处,所获岩芯揭示了最近 1,000 万年以来 8 个连续的气候旋回。时间分辨率为 10 万年(相当于岩芯长 4~12 米),某些井段,特别是晚期地层中的分辨率更高。

在晚第三纪的气候旋回中,冷期时(根据同位素资料)地方性贸易风占优势,风携尘埃来自局部干涸的陆架与撒哈拉西北部。尘埃中陆源物质的粗粒成分比例很高,普遍含碳酸盐碎屑,粘土组分中富含绿泥石与伊利石,以及极微量的带红色的石英。这种贸易风占优势阶段主要见于第四纪的近 70 万年以来,另在 220 万年至 180 万年前、600 万年至 550 万年前的墨西拿期、约 900 万年至 800 万年前的晚道尔顿期,以及中新世中期,也都有短期的贸易风占优势阶段出现。在各冷期之间延续时间相当长的暖期,以撒哈拉大气层搬运的细粒物占优势,这种尘埃的特征是富含高岭石、蒙脱石以及带红色的石英,根据其沉积特征可辨认出其物源区在撒哈拉南部与萨赫勒地带。

397 号钻孔中也发现了撒哈拉地区晚第三纪早期的一些气候证据。在钻孔泥浆中发现有大量 1900 万年至 1750 万年前的早中新世植物碎屑。而在 1750 万年至 1580 万年前和 1250 万年前左右的浊流砂层中,有大量无光泽的沙丘石英,显示出干旱的气候环境。

东大西洋一系列深海钻孔所揭示的撒哈拉地区第三纪气候史,归纳为图 4—13 所示的情况。图中还考虑到板块构造运动的影响,非洲板块在最近 2000 万年期间向北漂移了 6°(Thiede,1979)。相应地,2000 万年前的贸易风沙丘带遗迹就位于现代沙丘带以北 6 个纬度。这样,由贸易风形成的海岸外大片沙丘区及陆隆地带的沙丘砂浊流沉积会随年龄变老相对地向北迁移,虽然气候带的实际位置基本不变。如图 4—13 所示,可望在不同纬度的陆隆地带找到不同冷期的沙丘砂浊流沉积物。事实上,在预计地区或其边缘的钻孔所揭示的浊流沉积中,确实含有沙丘砂,时代分别属于早渐新世(距今 3500 万年)、中新世初(距今 2200 万年)、上新世末(约 300~180 万年前)和第四纪。这几个气候恶化期明显地相当于北撒哈拉岸外贸易风尘埃占优势和南撒哈拉岸外撒哈拉大气层尘埃供应最多的阶段。

通过对大西洋东部深海沉积中风成沉积物的研究,已粗略地勾划出该地区晚第三纪以来的古气流和古气候发展史。随着研究工作的深入,并扩展到各大洋海区,就能对全球新生代的古气候演变

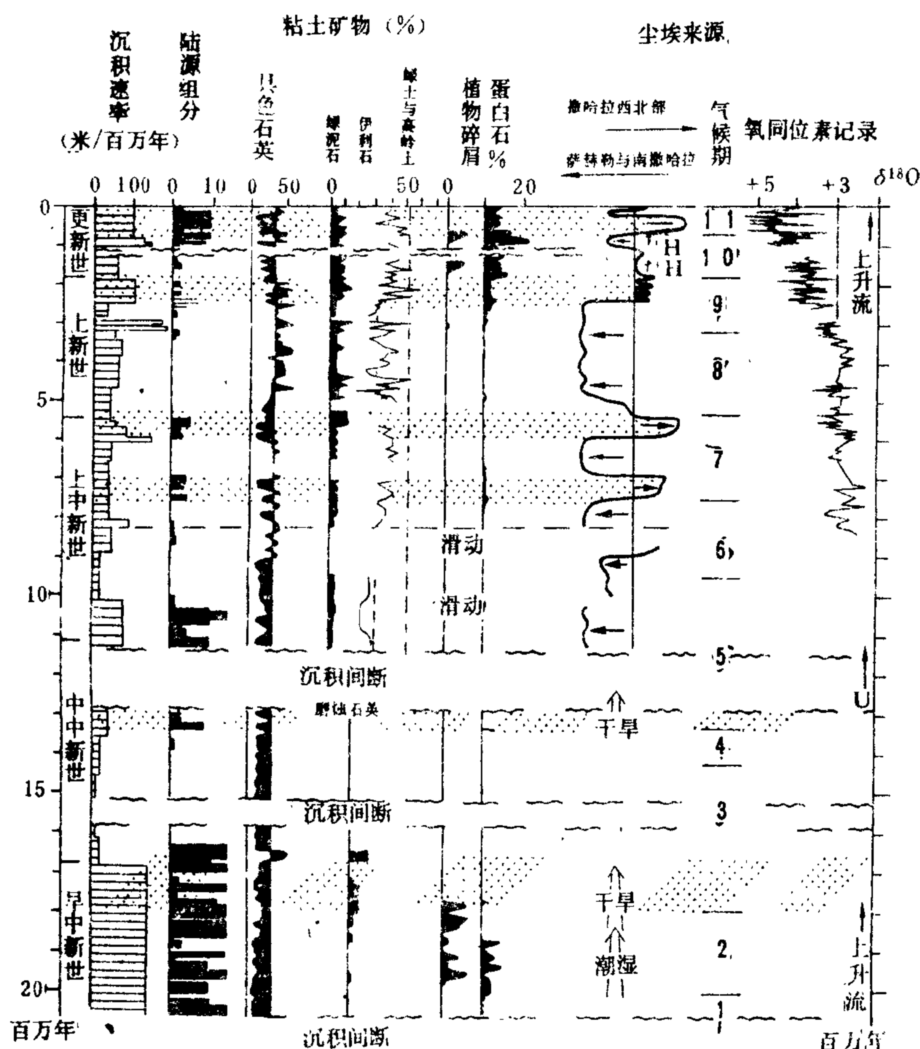


图 4—12　397 号深海钻孔沉积物中记录的近 2000 万年来撒哈拉北部的古气候历史（据Sarnthein, 1980）
细点所示的时间阶段代表气候明显恶化期、粗曲线与箭头表示主要的尘埃来源与北非气候类型。+H表示比较潮湿，U表示上升流。砂粒级沉积物中陆源组分百分含量高，带红色石英与高岭石含量低，绿泥石与伊利石大量出现证明尘埃来自西北撒哈拉；染色石英与高岭石大量出现表明尘埃来自南撒哈拉与萨赫勒带。植物碎屑（与粘土含量）比例高证明有河流沉积物输入和潮湿气候。

得出更全面，更详尽的认识。

最后，简述一下古风速的估算问题。风速是气流的一个重要特征，它直接决定风的搬运能力。古风速的估算是古大气环流研究中一项新的课题。经测定，现在撒哈拉大气层的风速可达20～25米/秒，贸易风的平均风速为 14米/秒。这决定了它们所搬运尘埃的数量与颗粒的大小；反过来，利用风尘沉积的颗粒特征也应当可以推算古风速。研究表明，大气中尘埃的搬运服从下面的物质平衡公式：

$$u\delta V/\delta D-\{u[\delta V/\delta D+\delta/\delta L(\delta V/\delta D)dL]\}-W\delta V/\delta D=0$$

式中　u为水平风速，V为单位体积大气中的尘埃体积，D为尘埃粒径，L为尘埃搬运距离，W为尘埃颗粒最终下降的速度。同时，对于每个样品中两个任选粒径D_1与D_2来说，粒度谱中δV/δD梯度与L/(uz)值之间存在下列关系：

$$L/(uz)=\frac{\ln\{[\delta V(D_1)/\delta D]/[\delta V(D_2)/\delta D](D_1/D_2)\}}{K(D_2^2-D_1^2)}$$

式中　z为大气尘埃层的厚度，平均为 4 公里；K为大气的粘滞性。这样，当所研究站位与海岸（物源区）的距离和大气尘埃层厚度已知时，就可以根据粒度的变化求得风速（Sarnthein et al.,1981）。据

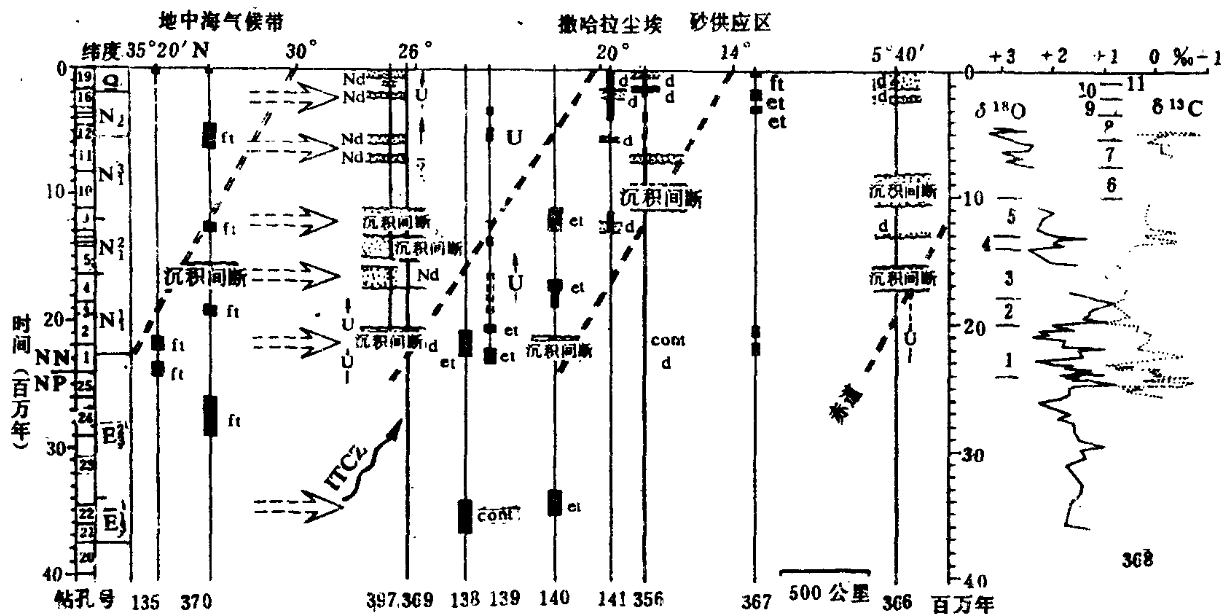


图 4—13 非洲西北大陆边缘一排南北向深海钻孔所揭示的近 4000 万年来古环境变迁史（据Sarnthein,1980）

箭头指示气候恶化时期，其依据是撒哈拉大气层尘埃(d)与贸易风尘埃(N.d)的供应增强(由密布细点的时间阶段表示)，风成砂浊积物(e,t)发育，上升流(U)加强，沿陆缘等深流沉积物发育，以及沉积间断出现。f.t.表示河流砂浊积物。斜向的双虚线表示非洲气候带随着时间的偏移，是由于非洲板块在近 2000 万年以来向北漂移所造成的。ITCZ为热带间辐合带在夏季的大致位置。第 366 号钻孔的氧、碳同位素曲线由底栖有孔虫分析得出。左边第一栏方格中的数字为第三纪钙质超微化石分带号，NP与NN分别表示早第三纪与晚第三纪的化石带。

此得出了西非岸外现代与18000 年前的风速值，如图 4—14 所示。

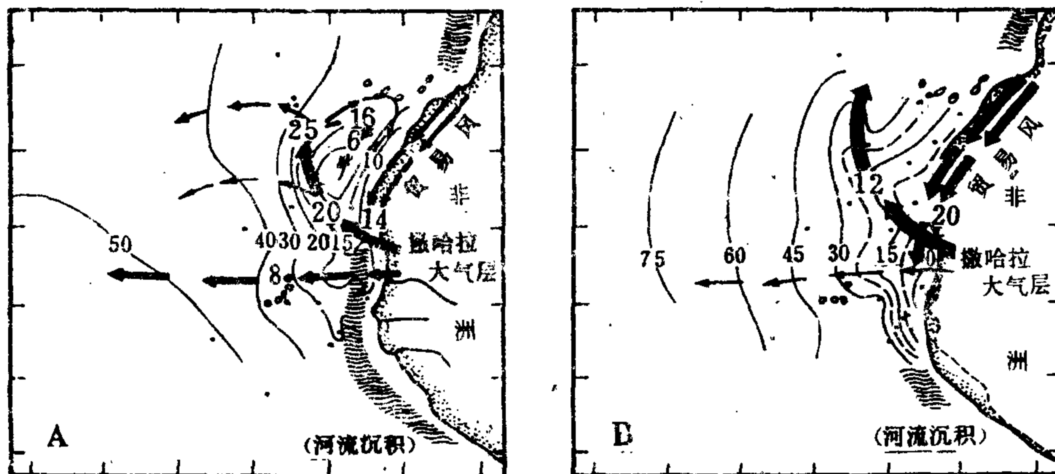


图 4—14 西非岸外大西洋东部沉积物反映的风速（据Sarnthein et al.,1981）

A ——现代， B ——18000 年前

阿拉伯数字小字表示L/(uz)值；大字表示风速(米/秒)。波状线示河流沉积区(粒级小于 6 微米粘土量过多区)，箭头表示尘埃搬运方向，箭头粗细表示搬运尘埃数量(按沉积速率估计)。

从图上可看出，L/(uz) 值的变化明显地反映河流输入物、哈马唐大气层和贸易风所携尘埃的分布格局。

经验证明，根据沉积物特征应用公式求得的贸易风风速，与从地表实测的风速一致，都是 14 米/秒，说明了此经验公式的可靠性。最近英国McCave 与Lever(1986)根据粒度分布估算风力(wind vigour)，发现白垩纪以来有过明显的变化，这也是一种十分有趣的研究方法。当然，

总的说来这些风速或风力的估算还只是一种初步尝试，但作为古大气环流的定量指标，在古气候、古海洋学研究中无疑具有重要的价值。

第四节　黄土与深海沉积的对比

海洋沉积物在时间上的连续性与分布上的全球性是其他类型沉积物所无法比拟的。但深海沉积的古气候记录还须与陆地沉积的古气候记录进行对比，相互验证，以便了解全球第四纪古气候的全貌。可是陆地沉积与深海沉积不同，大多分布零星，常缺乏连续的沉积剖面。另外，许多陆相第四纪沉积物缺少明显的古气候变化标志，所以海陆沉积第四纪气候变化的对比存在着不少困难。早先，学者们通过研究冰碛物，划分冰期和间冰期来研究第四纪的气候变化。但由于冰川进退频繁，早期的冰川沉积物在后期会遭受破坏，很难进行对比(详见下节)。于是人们想到了黄土。风成黄土是陆上保存得较完整的沉积层系，在我国和全世界都有广泛分布。黄土沉积系列中沉积物的类型、生物组合变化等能够反映气候的冷暖演变。

一、中欧黄土与深海沉积的对比

Kukla(1970)首先将中欧黄土地层与深海沉积作了对比(图 4－15)。欧洲黄土主要分布区都处在冰川前沿的外围，那里的地层未受冰川进退的破坏。黄土是冰期干冷气候条件的产物；而黄土地层中所夹的古土壤是间冰期阶段形成。中欧间冰期的气候类似于现代，或比现代温暖、潮湿，在落叶阔叶林分布范围内发育了次生棕壤型土壤。这样，在合适的沉积盆地内，冰期－间冰期旋回为反复交替的黄土和森林土壤记录下来。因为中欧黄土带的分布范围较窄，其中所栖息的动物群不能象海洋生物那样在冰期－间冰期更替的过程中出现南北迁移，黄土地层中特征性的腹足类化石组合只是表现为交替地出现和消失。另外，欧洲某些地区的黄土与流经古冰川作用区的河流阶地有关。如捷克布拉格周围的阶地是流经芬兰斯堪的纳维亚冰川沉积物分布区的易北河支流形成的；布尔诺、维也纳附近地区的阶地由多瑙河支流形成，多瑙河穿过阿尔卑斯山麓，在那里Penck和Brückner(1909)建立了经典的阿尔卑斯冰期。这样，黄土就有可能与北欧和阿尔卑斯的冰川沉积相对比。以黄土为纽带又可望把深海沉积与经典的冰期相互联系。

黄土研究的结果表明，欧洲第四纪气候与深海沉积的气候记录相似，具多变性。更新世期间，间冰期有近 20 个之多。有迹象表明，老的冰期－间冰期旋回，其详细的气候发展过程比最新旋回的过程更为复杂。由此可以推算更新世时期的次级旋回(冰阶－间冰阶旋回)可达上百个。

由中欧黄土地层与深海沉积的对比中获知，两者的气候冷暖变化曲线非常吻合，深海沉积中最近的 5 个氧同位素期在黄土中同样出现。尤其微妙的是，第 5 期中的 3 个亚旋回在黄土的岩性与蜗牛组合中也有体现，而且两曲线的趋势也相当一致，暖期出现于每一旋回的开始，然后逐渐变冷，冷期是旋回的结束，并迅速转暖，随之下一个旋回到来。

二、我国黄土与深海沉积的对比

我国学者从不同方面也做了黄土与深海沉积的对比工作。　我国黄土分布广泛，　覆盖面积达 44 万平方公里；沉积厚度大，最厚的可达 200 多米；连续性好，从早更新世到全新世都有沉积，几乎记录了第四纪地质历史的全过程。黄土沉积层序中黄土与土壤层多次交替出现。由于对各层位作了古地磁测量，使剖面的时间序列更为精确和清晰，从而为黄土与深海沉积的对比提供了可靠的基础。

中外学者从不同途径做了这方面的研究工作。美国学者在矿物成份方面对洋底沉积物与源于

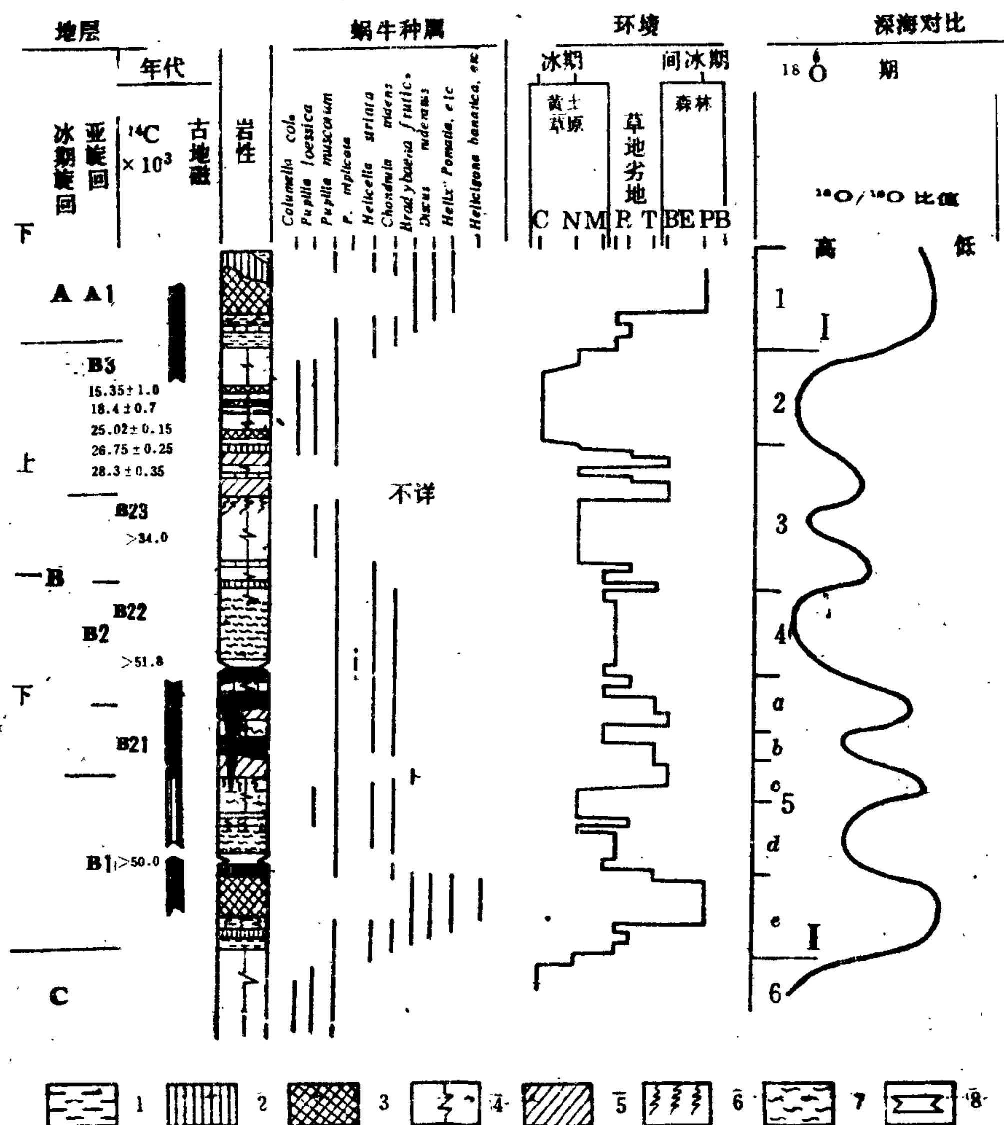


图 4－15 中欧黄土与深海沉积的对比 （据Kukla, 1977简化）

C——冷的黄土草原　N——正常的黄土草原　1——坡地冲刷壤土　2——生物成因粘土
M——暖的黄土草原　R——稀疏的边缘草地　3——含泥皮的次生棕壤　4——黄土
T——浓密草地　BE——针叶林或混合林　5——腐殖棕壤土　6——钙质层
PB——落叶林　7——团粒状沙　8——标准层

黄土的风尘物进行了研究。他们把西北太平洋洋底表层沉积物与西北太平洋上空捕集的风尘，进行小于 2 微米的细粒物矿物成分对比，结果发现除蒙脱石外两者成分相等（表 4－6）。这证明太平洋洋底沉积中的陆源物质基本上来自风尘。事实上风尘物质的粒径大多在 2 微米左右，它们在大气中沉降十分缓慢，可以作长距离搬运。例如，在太平洋中部的表层沉积中，有 75～95％的非生物成因深海沉积物来源于风尘。该区的风尘沉积速率估计为每年 6－12×10¹⁴ 克，实测数据为每年 20×10¹²克。这些风尘物被认为是来自亚洲(Blank et al.,1985)。

在我国黄土地层中，陕西洛川剖面是出露较完全，研究程度较高的一个标准黄土剖面。黄土层厚 130 米，自下而上分为午城黄土(早更新世)、离石黄土(中更新世)和马兰黄土(晚更新世)。通过古地磁测量，发现布容正向期与松山反向期的界线在黄土层L_8的中、上部。在松山反向期中测到哈拉米洛事件和奥杜威事件，前者位于L_{10}与L_{11}处(图 4－16)，后者位于古土壤层Ws_2上(图 4－17)。可

表4－6　西北太平洋上空风尘与洋底沉积物中＜2微米粒级的平均矿物成分

		石英	斜长石	蒙脱石	伊利石	高岭石	绿泥石	伊利石/石英	高岭石/绿泥石	伊利石/高岭石
风尘	平均值	10.5	11.2	1.1	39.5	15.5	2.7	3.81	5.81	2.66
(6个样品)	标准差	0.49	0.86	0.36	1.92	1.16	0.15	0.29	0.38	0.29
洋底沉积	平均值	9.9	9.7	3.1	38.7	16.4	3.0	3.90	5.72	2.61
(12个样品)	标准差	0.27	0.41	0.44	0.89	1.18	0.15	0.15	0.49	0.24

(按Blank et al.,1985)

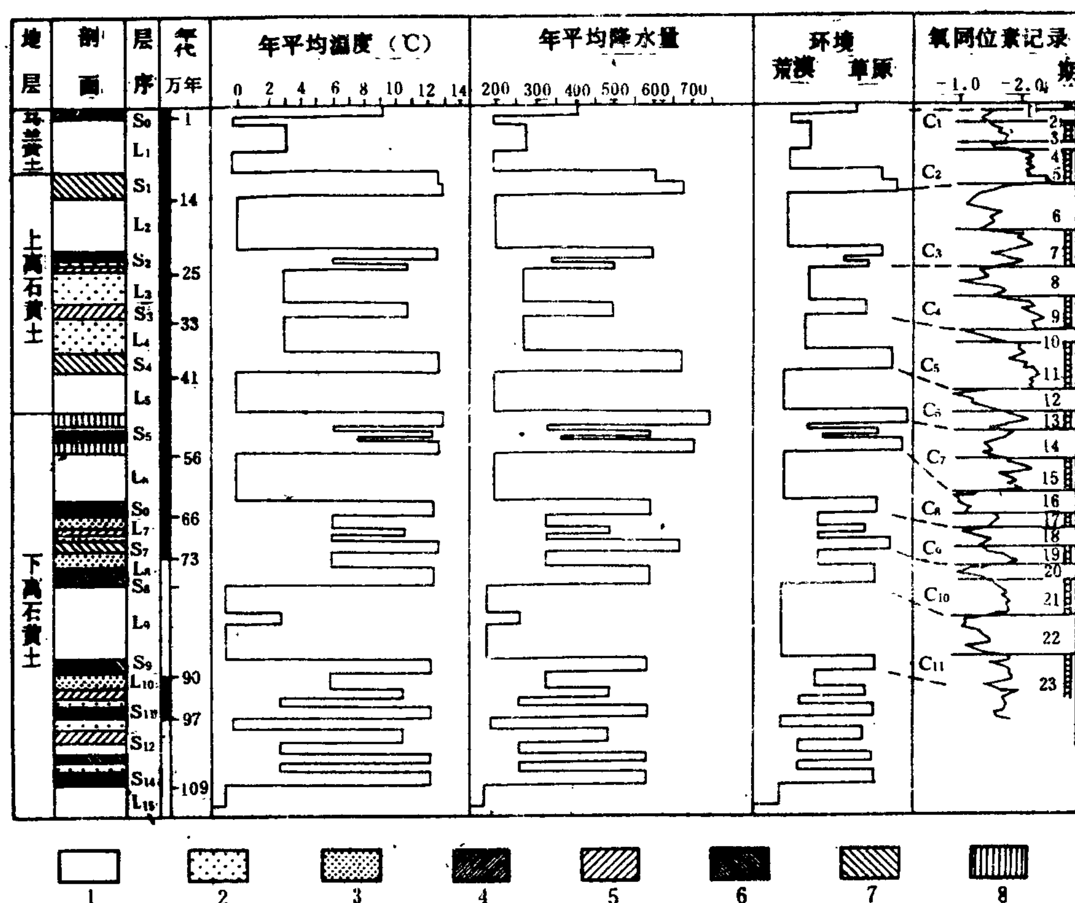


图 4－16　洛川剖面上部的各种黄土、古土壤类型及其古环境参数（据Liu et al.,1985）

古环境参数主要根据与现代土壤对比得出

1——弱风化黄土　　2——中等风化黄土

3——强烈风化黄土　　4——黑色黄土状土壤

5——钙质棕红色古土壤　　6——受淋滤棕红色土壤

7——受淋溶棕红色土壤　　8——褐棕红色土壤

见中国的黄土在松山期早期已开始堆积，早于欧洲与美洲的黄土沉积，可与深海沉积记录对比的时间跨度更大。奥杜威事件以前就有黄土堆积，说明此事件之前已有寒冷气候出现，从而为进一步探索古气候的历史提供了新的证据。

刘东生等(Liu et al.,1985)在对比黄土与深海沉积物的工作中分析了洛川剖面的平均粒径(Mφ)、$CaCO_3$含量、Fe_2O_3/FeO比值(重量百分比)和磁化率。一般来说，平均粒径较粗反映搬运等

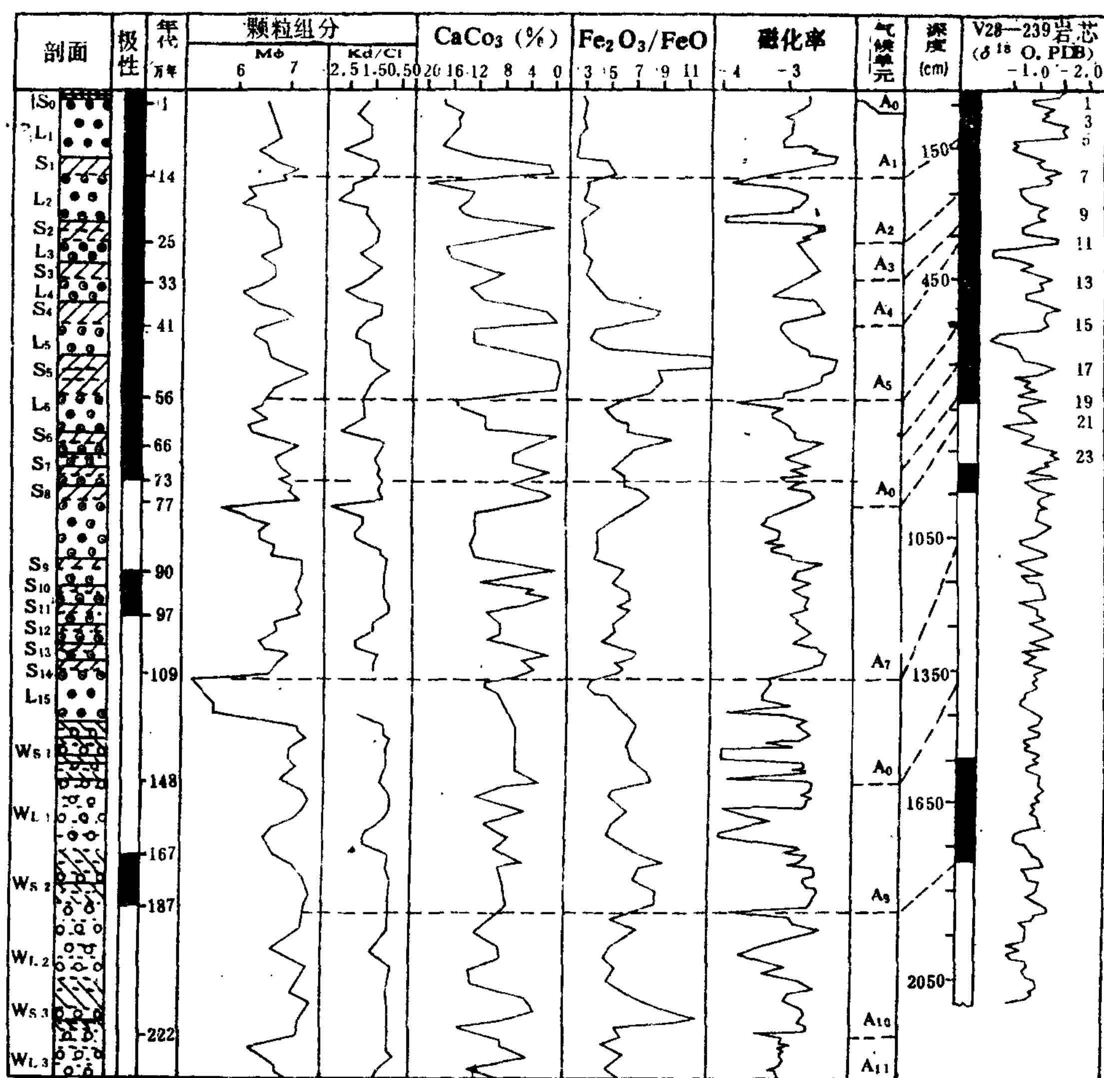




图 4－17 洛川黄土剖面与深海岩芯的对比（据Liu et al.,1985)

1——表土和下伏黑土　2——棕红色古土壤　3——其它古土壤　4——马兰黄土

5——离石黄土　6——午城黄土　7——钙质结核　8——红土

力(风)较强，气候干燥。$CaCO_3$含量高反映比较干冷的环境(否则可溶的$CaCO_3$将被渗滤水带走)。Fe_2O_3/FeO比值低也反映出干冷的环境(在湿热气候中，铁多以Fe_2O_3存在)。因此，粗的平均粒径，高的$CaCO_3$含量，低的Fe_2O_3/FeO比值和低的磁化率均指示干、冷气候环境(沙漠和草原)。在洛川剖面中$CaCO_3$含量，Fe_2O_3/FeO比值，磁化率等均呈现基本同步的变化，反映干冷的黄土期与湿润的成壤期之间的反复更迭。将洛川剖面的古气候波动曲线与深海柱状样$V_{28}-239$进行对比，发现两者吻合得很好(图 4－17)。其中黄土层L_1(马兰黄土)可与氧同位素曲线中2、3、4、期相对应，古土壤层S_1可与氧同位素第 5 期对比，成因复杂的古土壤层S_5则可与 13、14、15期相联系(图 4－16)。陆上黄土与深海沉积记录的对应关系表明，中国黄土所揭示的第四纪气候变动具有普遍意义，亚洲东部地区在第四纪也经历过极其频繁的干冷与湿暖交替的气候旋回，从而为研究我国及邻近东亚地区的海面升降、地貌发育、冰川进退以及动植物演化和人类发展史提供了新的基础。

考虑天文因素对地球气候周期性变化的影响是另一个研究方向。徐钦琦等(1981)以太阳辐射量曲线为媒介，把布容正向期以来的洛川黄土剖面与V28－238柱状样的古温度曲线进行对比(图4－18)，得出的结论是地球海陆的古温度变化与太阳辐射量的理论计算值很接近，揭示了太阳辐射量、黄土和深海沉积记录三者的对应关系。

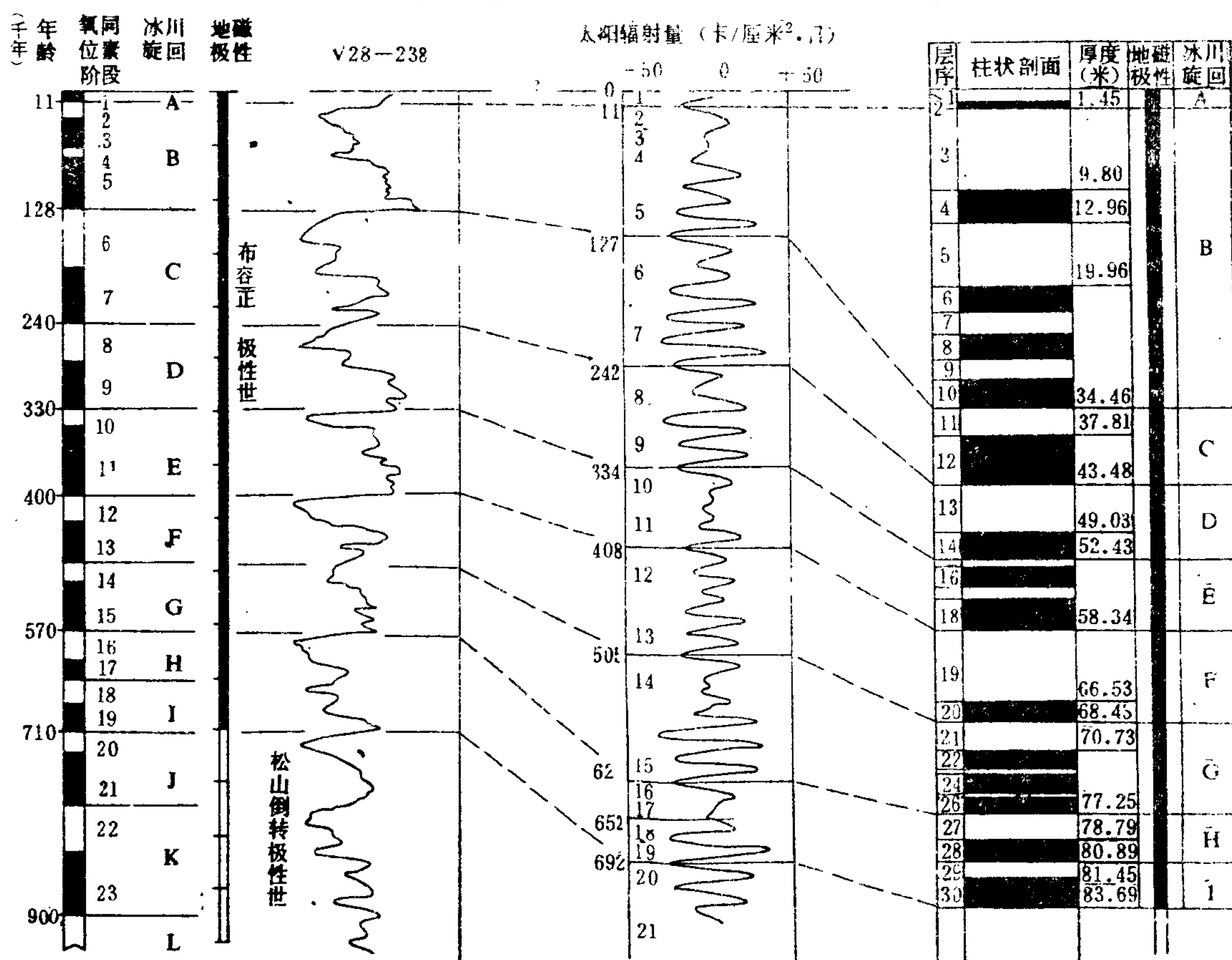


图 4－18　洛川黄土、深海沉积记录与太阳辐射量对比图(据徐钦琦等，1981)

最近对甘肃兰州附近黄土剖面的研究，发现该处黄土的堆积速率平均为每千年 26 厘米，而该剖面在 100 米厚的黄土中见有 15 层古土壤，这说明平均大约 25,000 年出现一个黄土一古土壤旋回。这也可能反映了地球运行中岁差的周期(Burbank & Li,1985)。

我国黄土地层与深海沉积的对比工作还刚开始，研究尚有待深入。如刘东生*最近提到的，黄土地层的磁化率曲线与氧同位素曲线十分相近，磁化率的变化是由黄土中的Fe_3O_4变成Fe_2O_3所致，这种变化与气候有关，研究变化的条件、速率有助于推测古气候。另外，同位素^{10}Be的变化曲线也与氧同位素曲线相似，这也是一个值得注意的环境指标。最近王永焱等(1985)又将黄土与古土壤层所产的蜗牛化石进行$\delta^{18}O$的比较研究，结合孢粉分析讨论古气候。可见，多方面的探索可能会在陆上古气候的研究中取得重大成果；广泛地进行对比是十分有意义的，它有助于揭示自然现象之间的内在联系。

*1985 年 4 月刘东生在同济大学所作的学术报告。

第五节　古气候旋回及其理论

一、陆上和深海的古气候旋回记录

晚上新世，特别是更新世以来，地球上的气候时冷时热，冰期－间冰期频繁更迭。早在上一世纪，人们对于冰川的进退现象，已经有所认识。1909年，Penck 和Brückner 根据阿尔卑斯地区的研究，提出了著名的四次冰期，即贡兹、民德、里斯和玉木（后人又增加了时代更老的多瑙(Donau)和比伯(Biber)冰期），冰期与冰期之间是比较温暖的间冰期。在北美大陆上，则提出有内布拉斯加、堪萨斯、伊利诺和威斯康辛等四次冰期。长期以来，第四纪四次冰期的经典划分，被当作对比的标准。即使在某一地区发现较多的冰期，也常常加以合并，以便与阿尔卑斯的四次冰期相对比。然而，如前所述，根据深海岩芯氧同位素的研究，在第四纪期间可划分出30多个冷暖相间的气候期。自哈拉米洛(Jaramilo)正极性事件（距今90万年）以来，已划分出22个氧同位素期(Shackleton & Opdyke,1976)。各个氧同位素期还包含着次一级的波动。深海记录所揭示的更新世冰期－间冰期旋回的次数，比过去所认为的多得多。深海沉积记录对于古气候旋回的研究，已经产生革命性的影响。

与深洋底的记录相比，陆上的冰期记录是不完整的。一次规模较大的冰进会将早期的冰川遗迹破坏殆尽。阿尔卑斯是地质构造十分复杂的山岳地带，所处纬度较低，四次冰期的划分主要根据相应的砾石层和地貌关系，缺乏化石依据和绝对年龄数据。因此，将阿尔卑斯作为全球第四纪冰期划分的样板，很难令人满意。就目前的研究水平来看，各大陆之间冰期的对比还不够成熟，依然存在着较多的分歧。近年的研究表明，阿尔卑斯的四次冰期均在距今80万年以来(Kukla,1977)，难以与北美的四次冰期一一对比。由于不同陆区所处的纬度、高程，所受大气环流的影响及水份的补给状况等均不尽一致，各地冰川进退的次数和时代也未必相同。实际上，在早先所划分的冰期中通常包含着两次以上的冰进，经典的四次冰期划分法明显地带有人为性质。总之，要想依靠陆上残缺不全的地质记录，来得出气候波动和冰川进退的确切次数及时代，是很困难的。

深海岩芯研究所展示的古气候旋回，却令人耳目一新。深海底氧同位素记录有两个突出的优点，一是比较连续完整，二是获自世界大洋不同地区，其成果不受岩芯地理位置的影响(Covey, 1984)(图4—19)。因此，与所有其他记录相比，氧同位素变动曲线提供了迄今所知最精确的古气候旋

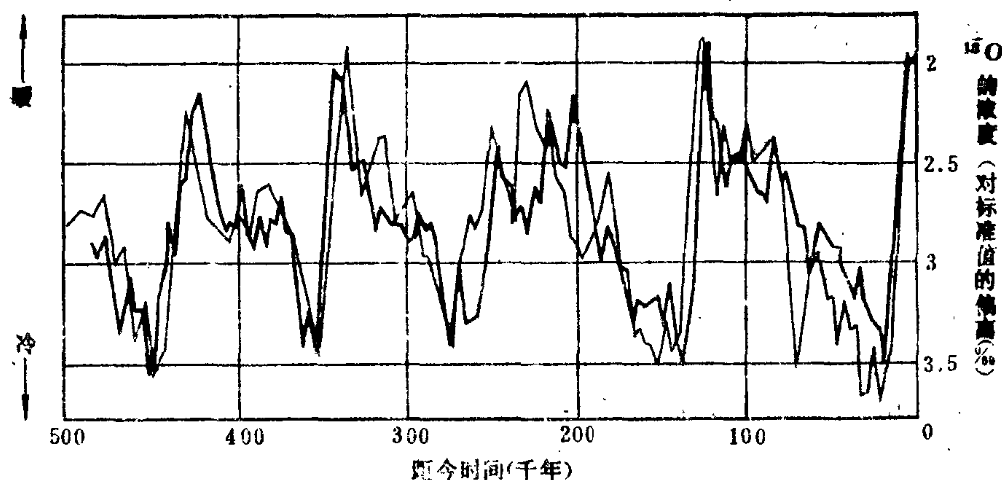


图4－19　50万年来的氧同位素变动曲线（引自Covey,1984）

粗线是拉蒙特－多尔蒂地质所的 J．D． Hays 编制，细线是由迈阿密大学的C. Emiliani 编制。虽然所分析的沉积岩芯取自相距甚远的海域，得出的两条曲线是十分相似的

间记录，从而最适宜于作为标准（第四纪的标准年代表也将在深海记录中确立）。其他各种更新世气候地层学的正确性都应当接受深海沉积记录的检验(Kukla,1977).

二、古气候旋回的形成机制

多年来，为了解释冰期—间冰期气候旋回，已经提出众多的假说。一类假说涉及气候的外部系统，主要是地球接受太阳辐射的多寡。如太阳辐射说认为，太阳辐射的输出量发生过周期性变化；或认为星云周期性地遮蔽了阳光，减小了到达地球的太阳辐射量。地球轨道变动说认为，即使太阳输出的能量不变，随着地球轨道几何形态的周期性变化，地球上不同纬度不同季节所吸收的太阳能量也会发生周期性的变化。火山尘埃说认为，大量火山爆发时，火山灰吸收和散射阳光会导致气候变冷。地磁场变动说认为，气候波动与地磁场强度变化及地磁场倒转有关。还有一类假说牵涉到地球气候系统的某些内部因素及其反馈作用。如先热后冷说认为，当暖流进入北极地区时，会导致降雪量增大，形成冰盖；冰进伴随着海平面下降，致使北上的暖流受到海底岭脊的阻碍，冰雪反射使气候变冷，也会减小降雪量导致冰盖后退；融化的冰水使海面回升，暖流可再度进入北极区使冰盖扩展。造山运动说认为，山地抬升至雪线以上形成冰川，进而通过反射率升高使气候变冷(高迪，1977)。CO_2的温室效应说认为，藻类等植物大量繁殖，消耗CO_2，引起冰期来临；而CO_2的耗竭和温度下降使植物死亡腐烂，又会导致CO_2重新积聚，进而引起气温上升。近年来，通过测定极地冰岩芯气泡中的CO_2含量，发现冰期、间冰期大气中的CO_2含量确有变化(Delmas et al.,1980)。在距今20000年的冰期阶段，大气中CO_2的含量约为200ppm,比间冰期的含量低100ppm左右。不过，CO_2的减小可能不是导致冰期的起因，而是冰期带来的后果（与海洋化学的一系列变化有关）。但当某种初始原因激发了气候的变化时，CO_2含量的变化将会加剧和促进气候的变化(Broecker,1982)。

在各种解释气候旋回的理论中，唯有地球轨道变动说明确地预言了气候变动的周期，从而有可能接受地质记录的检验。

本世纪二、三十年代，南斯拉夫学者米兰科维奇大力发展了Croll、Koppen和Wegener的观点，他认为，地球轨道形态变化导致北半球高纬地区夏半年日射率发生周期性变化，是引起冰期—间冰期旋回的主导因素。因为新生代期间北半球大陆分布广，可能形成的冰盖面积大，所以影响冰川进退的主要源地在北半球，而不是南半球。如果北半球高纬地区夏季温度低至0°C以下，冰雪不致融化，便可以逐年累积起来。控制地球表面日射率分配的地球轨道参数有三个，即轨道偏心率(e)、地轴倾角(ε)和岁差(p)。在月球及其他天体的微小引力影响下，地球轨道参数发生周期性的变化（图4—20）。

地球绕日的轨道呈椭圆形。目前，1月初地球距太阳最近（近日点），7月初地球距太阳最远（远日点）。地球轨道偏心率指轨道偏离正圆的程度，约以10万年为周期在0.005—0.06之间变化。目前地球轨道的偏心率为0.0167。偏心率愈大，季节长短的差异愈大。

地轴的倾角也可表达为黄道面与赤道面之间的交角。黄赤交角约以4万年为周期在22.1°～24.5°之间变化。目前的黄赤交角为23°27′。黄赤交角愈大，季节差异愈烈，即冬季更冷夏季更热。因此在黄赤交角较小时，夏季相对较凉，有利于出现冰期。

由于月球和太阳对地球赤道鼓起部分的吸引，地球自转轴的方向环绕与黄道面的垂直轴作缓慢的进动，在空间描绘出一个圆锥面，地轴绕完一圈约需26000年。这种现象叫岁差。目前地轴指向北极星，进动与地球沿椭圆形轨道的公转一起决定了近日点的时间，从而决定了地球最靠近太阳时地轴的指向。近日点时间的变化，即岁差的实际周期约2万年（有19000年和23000年两个周期），比进动本身的周期略短。它可使一半球的季节差异增大，另一半球的季节差异缩小。目前近日点在1月，1月份全球的日射率稍大于7月，故北半球冬季稍暖，夏季稍凉，而南半球冬季更冷，夏季更暖。12000年后，地轴指向织女星，近日点在七月份，则情况相反。

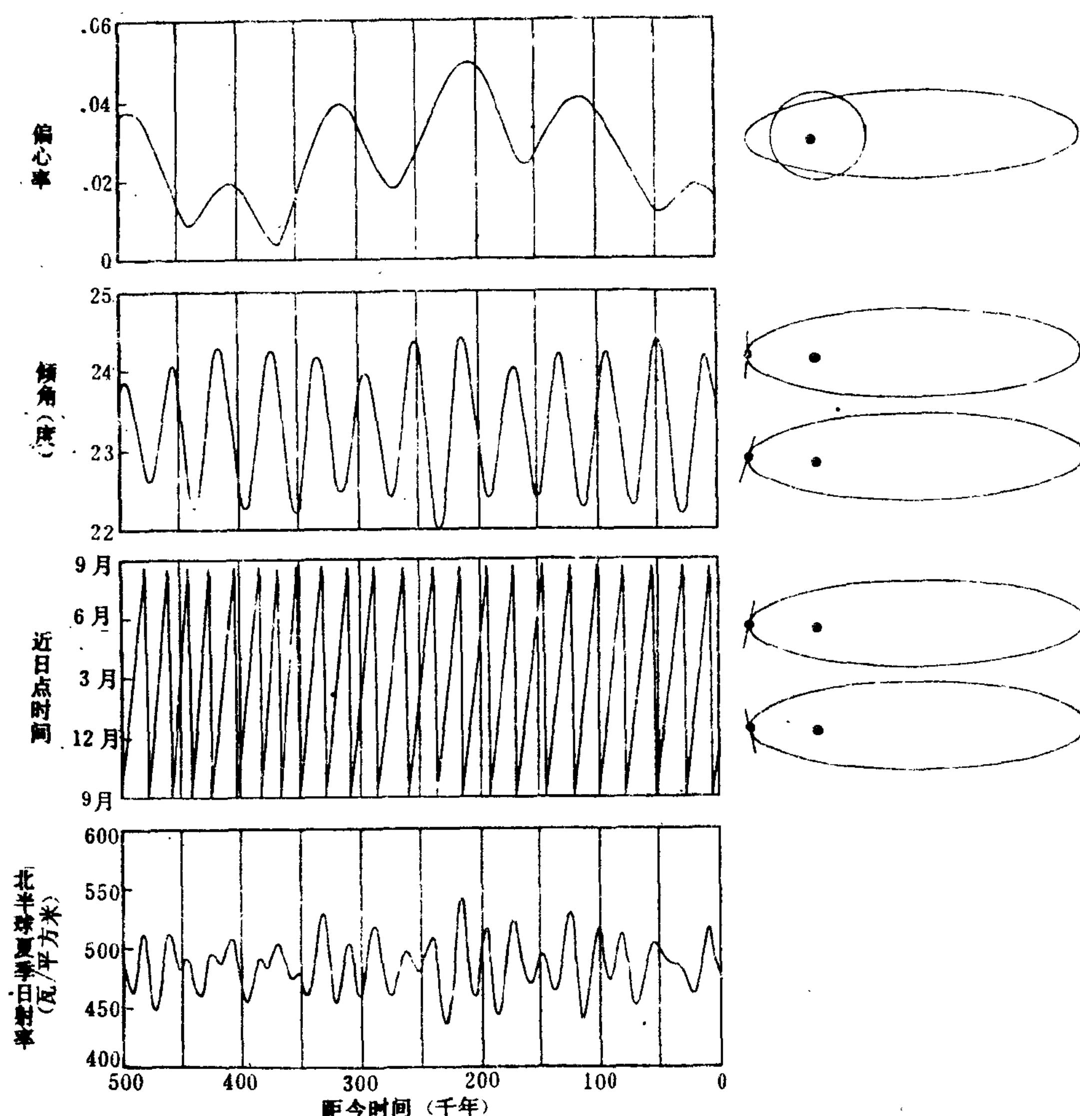


图4—20　地球轨道偏心率、地轴倾角和近日点时间的周期性变化（据 Covey,1984）
下图表示60°N～70°N地带7月份接受的日照量的变化

要确立米兰科维奇理论，必须解决以下三个问题：(1)地球轨道参数在过去几十万年期间的计算值，是否可靠？(2)轨道参数的周期性变化是否与古气候旋回的地质记录相对应？(3)日射率的微小变化如何引起气候的变动与冰期的产生？第一个问题近年来已经解决。一些学者根据人造卫星及宇航所获得的地球轨道要素新资料，对有关参数的变化作了进一步的计算和研究，因而能够满足古气候研究的需要。Berger(1977)得出e、ε、P 的平均周期分别为95800年、41000年和21700年。第二个问题是验证米兰科维奇理论的核心课题。

三、米兰科维奇理论的验证及存在问题

虽然地球轨道参数的变化周期是很明确的(图4—20)，但长期以来，由于缺乏足够精确的冰期年代学资料，米兰科维奇提出的机制一直处于无法验证的困境，从而备受冷遇。来自深海岩芯的氧同位素古温度曲线，配以同位素年龄或古地磁年代标尺，就可以用来检验冰期—间冰期旋回与轨道参数变化周期之间的联系。

根据轨道参数的周期性变化，可以计算出数十万年，甚至数百万年以来某一纬度不同季节接受日照量的变化(见图4—20下面一条曲线)。Emiliani(1966)将加勒比海及赤道大西洋深海岩芯40余万

年以来的氧同位素记录，与北纬65°夏季日射率随年代的变化进行对比，发现各个氧同位素最大值（即温度最小值）所处的层位与相应不同年代的夏季日射率最小值可以一一对应，从而为米兰科维奇理论提供了有力的支持。但这种对比大体上仍属于半定量性质。

氧同位素变动曲线（图4—21）显示出，在气候逐渐变冷达到冰川鼎盛期之后，紧接着出现快速的变暖，构成一个大的气候旋回（冰期旋回）。快速的变暖为氧同位素比值变化最大处，称为终止期（Termination）（Broecker et al.,1970）。终止期按年代新老顺序以罗马数字表示。每一个大的冰期旋回位于两个相邻的^{18}O终止期之间。在布容极性期70万年期间，出现过9次终止期和8次完整的冰期旋回；哈拉米洛事件以来则有11次终止期和10次完整的冰期旋回。氧同位素曲线醒目地显示出，大约每隔10万年出现一次冰期。同时，如图4—21所示，还有许多较小的波动叠加在10万年的主周期上。

1976年，Hays等对南印度洋深海岩芯的氧同位素记录作了谱分析。两个岩芯（RC11～120和E49～18）邻近于南极极锋线。这种分析可将一条复杂曲线分解成若干具一定相位、幅度和频率的正弦波和余弦波，并使这些波的叠加总和最佳地接近于所处理的曲线。通过谱分析，氧同位素变动曲线中的不同变化频率即可显现出来。近50万年来，除有最突出的10万年的变动周期（约占总气候变量的50%）外，还分解出了峰值较低的42000年周期（约占总量的25%）和23000年周期（约占总量的10%）（Hays et al.,1976）。这些周期长短与上列轨道参数的变动周期可以一一对应（图4—22），从而为米兰科维奇机制提供了强有力的证据，米氏理论也因此获得广泛的承认。

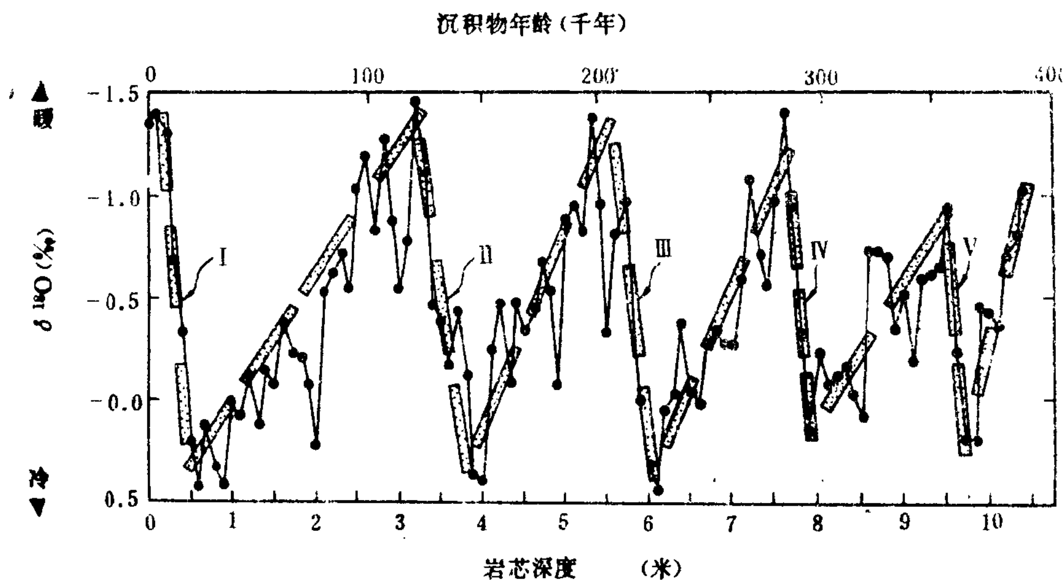


图4—21 更新世气候记录中的锯齿状形态（据Broecker et al.,1970）
深海岩芯氧同位素记录取自加勒比海（Emiliani,1966）。Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ 为代表快速变暖的终止期。

上节已提及，黄土沉积记录可与深海岩芯的记录相互对比。陕西洛川黄土的$CaCO_3$含量显示出明显的旋回性（卢演俦，1981），通过谱分析，得出了$CaCO_3$含量的变动周期，这些周期与轨道参数的变动周期相当吻合（徐道一，卢演俦，1982）。这种对应关系也为米兰科维奇理论提供了有力的证据。

徐钦琦（1980）详细探讨了黄赤交角变化在气候变动中的作用。他主张交角大小的变化有三种型式：（1）振幅仅2°～3°的小波动，周期为41000年，可解释第四纪冰期—间冰期旋回。（2）振幅约5°～6°的中波动，引起了三叠纪以来3200万年的周期变化。（3）振幅达10°－15°的大波动，周期约2～3亿年，导致震旦纪、晚古生代和第四纪大冰期的出现。其中，黄赤交角的中波动和大波动，还有待天体力学进一步验证。

气候变动中10万年的主周期是米兰科维奇理论所不易解释的。尽管偏心率的变化周期恰好也是10万年，而且随着偏心率的变化，年总日射率也会发生变化，但这种效应十分有限，其变化幅度不

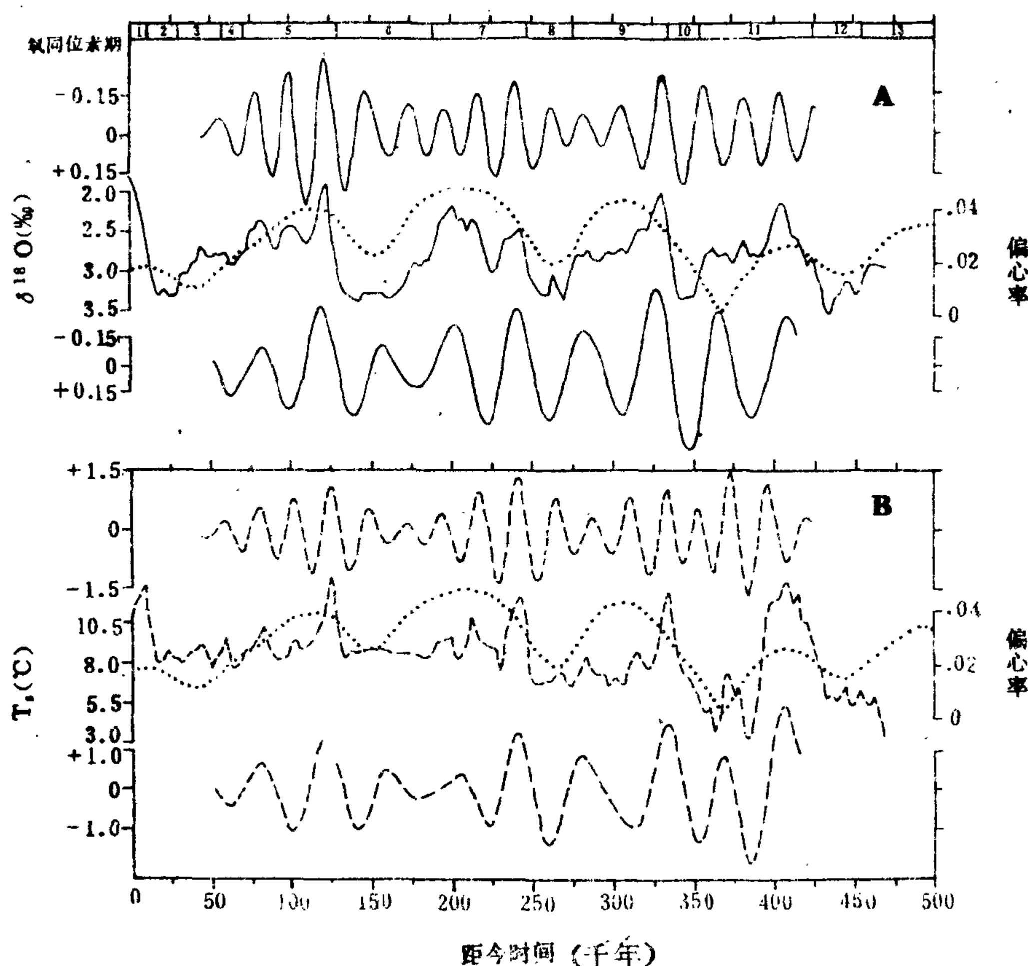


图4--22　近50万年来的气候旋回与地球轨道变化 (Hays et al., 1976)

A.当中一条实线为$\delta^{18}O$变动曲线.虚线为轨道偏心率变动曲线；上面一条曲线是$\delta^{18}O$曲线经带通滤波处理后分解出来的23000年周期部分；下面一条曲线是用同样方法从$\delta^{18}O$曲线分解出来的40000年周期部分

B.当中一条曲线为海水表层温度(Ts)曲线，虚线为轨道偏心率变动曲线；上面一条曲线是Ts曲线经带通滤波处理后分解出来的23000年周期部分；下面一条曲线是用同样方法从Ts曲线分解出来的40000年周期部分。

过0.3%，相当于平均温度变化0.2～0.3°C。就引起气候变动的根源——日射率在全球的分配而言，倾角和岁差的影响比偏心率大得多。那么，为什么相反以10万年的周期最为明显？目前还很难确切地回答这一问题。有的学者认为与共振现象有关。在大气、海洋、大陆和冰盖组成的气候体系中，可能有一个大约10万年周期的优先自然频率。偏心率对高纬度日射率的影响虽小，但由于接近于体系的自然频率，故能更有效地引起气候的变化。下伏基岩在上覆冰盖的荷载下会缓缓下沉，当冰盖消融时重新浮升，但这种均衡下沉(或回升)的时间较之荷载的施加要滞后数千至一万年。这样，在冰盖增厚初期，基岩未及时下沉，冰盖表面较高，有助于冰雪进一步累积，而当冰盖融化，基岩未能及时回升时，冰盖表面较低，则有助于冰的融化。这种基岩延迟反应也许作为一种自然频率，使得气候变动更多地受到10万年周期的支配(Covey,1984)。

氧同位素记录还显示出，自晚上新世至第四纪，气候变动的幅度有所增大。大体而言，更新世晚期的气候波动，具有高振幅、低频率的特点，更新世早期则具有低振幅、高频率的特点(Williams et al.,1981)。近90万年或100万年以来，以10万年周期占优势，而这种周期在100万年前至300万年前则很不明显；更新世早期和上新世晚期的气候旋回可能是由4万年和2万年的较短周期复合而成。更新世晚期的气候波动特点之所以不同于更早时期，有的学者把它归因于更新世晚期北冰洋冰盖的形成，北冰洋冰盖与巨大的大陆冰盖大约以10万年为周期一起扩展(Williams et al.,1981)。

近几十万年来的氧同位素变动曲线呈现为不对称的锯齿形(图4--21)，显示冰川增长期比退缩期长得多。渐进性的变冷，似可由反射率增加所引起的反馈机制来解释，但颇难理解短促的变暖和快速的冰退过程。

为什么更新世晚期气候变化以10万年周期为主，更早时期则以较短周期占优势？为什么氧同位素曲线呈现为不对称的锯齿形？这些问题之所以未获圆满解释，与上面提到的米兰科维奇理论必须解决的第三个问题有关，亦即涉及到微小的日射率变化引起巨大气候变动的具体过程和机理。推测覆冰一旦出现，可使反射率增加，某些正反馈作用可能最终导致冰期的形成。有的学者提出了一些数字模型，通过气候模拟得出，轨道变化引起的日射率变化，是能够产生冰期—间冰期旋回的。然而，对于覆冰的气候效应，对于冰、海洋和大气之间复杂的动力作用和热交换过程，至今依然知之不多。我们大概已经找到了更新世气候旋回的基本驱动力——轨道参数变化，但我们还不大了解气候这架机器的准确运转方式(Seibold and Berger,1982).

米兰科维奇理论作为自然规律的反映，看来不应局限于更新世。当某一地质时期有冰川发育，出现类似于更新世的环境时，也会发生这种周期性的气候变动。事实上，在第三纪地层中已有这类记录报道。如西南太平洋DSDP钻孔中发现中新世末底栖有孔虫$\delta^{18}O$值呈现周期性波动，只是波动的幅度仅0.5‰左右(相当于更新世幅度的三分之一)，而变动的周期却比较长(约40万年)(Hodell et al.,1986;Hodell & Kennett,1986)。距今1600万年前的中新世中期，氧同位素记录似显示类同于更新世的波状起伏形态(Shackleton,1982)。南大西洋DSDP钻孔中渐新世晚期岩芯的磁化率，经谱分析揭示出44,700±10,400年和26,400±3,800年的周期，与米兰科维奇的轨道参数周期相当(Mead & Tauxe,1986)，表明当时已有一定规模的冰川。类似的探索，也在古生代地层中进行。前文还曾提到，有人研究地史上的无冰时期——白垩纪中期的意大利黑色页岩的韵律性，认为也具有10万年和4万年的周期(Herbert & Fischer,1986)。对于无冰时期气候波动的性质和形成机制，还有待于更多的发现。

四、长周期气候旋回的形成

米兰科维奇理论只能说明几万年和十万年周期的气候变动旋回，却难以解释更高级别的气候旋回。前寒武纪晚期(6.5～7亿年前)可能有过一次大冰期，加上石炭二叠纪(2.7～3.5亿年前)和第四纪先后出现过三次大冰期，其间隔约3亿年左右。一些学者倾向于用地外原因解释这种长周期的气候旋回，如前述太阳辐射量变动说、星云尘埃遮蔽说等。还有人提出这种长周期变化可能与太阳系环绕银河系的轨道及所处位置(如近银心点)有关：太阳绕银心公转一周的时间(即银河年)长约2.5～3亿年，与大冰期的出现周期大体相近(见徐道一等，1983)。另一些学者则强调地内成因。Fischer(1984)认为，显生宙有两个各长3亿年左右的超级旋回，基本上受地幔对流周期所支配。每一周期以伴有大量地幔柱(Plumes)的快速对流开始，在地球表面上表现为巨大岩石圈板块的破裂，以及泛大陆或超级大陆的解体、漂开。随着大洋中脊的新生和扩展，洋盆总容积减小，海面上升，大陆上发生大规模海侵。陆地面积的减小，使大气中CO_2通过风化作用返回岩石圈的过程减弱。强烈的火山活动则导致自地幔和地壳逸出更多的CO_2。结果，大气中的CO_2含量上升，产生温室效应，因而在这一阶段，地球上经向温度梯度较低，两极暖湿，大洋普遍较暖，大洋对流滞缓。在显生宙，这种温室状态曾两度出现，即寒武纪末至泥盆纪末，侏罗纪初至始新世全部或大部时期。

在超级旋回的第二阶段，地幔对流减弱，对流格局简单化，独立活动的岩石圈板块数目减少，大陆聚合增生。扩张速度减慢导致大洋中脊体积缩小，还有一些中脊随着大洋关闭而消失，致使洋盆容积增大，发生海退。陆地面积的增大使风化作用强化，从而消耗了大气圈中更多的CO_2。火山活动减弱则使排出的CO_2数量减少。结果，大气和大洋中的CO_2在一个低水平上达到新的平衡。温室效应终止，

而被冰室状态所取代。这一阶段的特点是，地球上经向温度梯度增大，极地干冷，出现大陆冰盖和海冰，大洋变冷，大洋环流增强，海水高度富氧。这种冰室状态曾出现于前寒武纪末～早寒武纪，晚古生代至二叠纪，第三纪后半期至今。

上述温室(greenhouse)期和冰室(icehouse)期各延续1.5亿年左右。整个旋回长约3亿年，与海平面变动的长周期大体上可以对比。

现在，我们正处在最近一次冰室期。这次冰室期迄今不过经历了四、五千万年，下一次大的温室期应在1亿年以后到来。在冰室—温室超级旋回中又叠加着次一级旋回。就次级冰期—间冰期气候旋回而论，我们现在正处于间冰期。从米兰科维奇理论和氧同位素变动曲线来看，今天的间冰期是短命的；不久，地球将会进入一个新的冰期。不过，也有人认为，由于工业化的进展(煤和烃类燃烧)产生越来越多的二氧化碳，大气中二氧化碳的浓度不断增高。如果这一趋势持续下去，它所引起的地球温度的升高足以超过地球轨道变化所引起的变冷，这也许意味着，严寒的冰期将不再来临。

从地质历史上看，晚第三纪以来大气中二氧化碳的浓度有减少的趋势，但1900年以来因人为因素而迅速增长。近百年来大气中的二氧化碳约增加25%。假如大气中的二氧化碳增加一倍，它的"温室效应"可引起气温上升1～4°C。但近年来的研究表明，二氧化碳增加的最严重后果还不是气温的上升，而在于使大洋—大气动态关系中的不稳定性增大(距今10000年左右的新仙女木期便是这种不稳定性的一个例证)(Berger,1985)。

第五章　古海水化学

海洋化学是研究现代海水的化学成分、结构及其变化规律的科学，它涉及海水中的溶解盐类、溶解气体和有机物等，对于了解现代海洋过程，开发和利用海水资源，理解海洋生物和矿物资源的形成、分布，以及对于海洋工程等都有密切关系。古海水化学研究海水成分在地质历史中的变化，它对于阐明沉积矿产的分布规律和形成机理，对于理解地质历史上各种现象的成因，都具有重大意义。人类对古海水化学的研究迄今还很不够，本章只拟就海水盐度、溶解氧、$CaCO_3$、SiO_2等几个重要方面加以讨论，关于古海水的有机化学部分将在下一章中阐述。

第一节　盐度

所谓盐度是指水中溶解固体物质的总和。如所周知，大洋海水的平均盐度为35‰，然而这只是近似值，而且各处出入很大。据统计，北半球大洋表层海水的平均盐度(35.45‰)就比南半球高；大西洋，尤其是北大西洋的表层海水盐度比太平洋高(Gerald,1966)。大洋海水盐度还有明显的垂向变化，即不同深度处的各种水团具有不同的盐度值(见第三章)。

海水中所含的离子种类甚多，但浓度超过1ppm的只有12种元素(Cl, Na, Mg, S, Ca, K, Br, C, Sr, B, Si, F)(表5-1)。早在一百一十年前"挑战者(Challerger)"号考察船环球调查时(1872~1876)就已发现现代海水中这些元素的含量比值是稳定的。因此也可以用海水盐度中最主要的成分(Cl占55.2%)的含量来表征盐度，即所谓含氯度。海水盐度(S)与含氯度(Cl)之间的关系是$S=0.03+1.805Cl$。

海水中这些盐分从何而来？大洋的盐度及其各种成分的比例在地质历史上有无变化？这是个远未查明的问题。关键在于从未没有找到过地质时期里的古海水标本，将来大概也不可能找到这种"化石"。因而对于古海水盐度的认识，只能间接地从海底沉积物和海洋生物壳体成分，或者从理论推导去求得。

现代大洋海水的总体积为13亿7千万立方千米。许多学者相信，海水来自地球内部的排气作用，并且主要是距今40～35亿年间排出的，而现在这种排气作用已经十分缓慢(Sclopi,1980)。显然，在早期排气作用强烈时，不仅海水的总量，而且其中的盐度也应该经历十分剧烈的变动。在显生宙期间，大洋水的盐度一般认为变化不大；但这并不意味着可以低估地球内部排气作用对海水成分的影响。近年来对加拉帕戈斯裂谷和东太平洋海隆的深潜调查表明，在洋底热液作用的排气口至今还在进行着十分活跃的化学作用。洋底扩张中心的岩浆作用为热液系统提供了动力，裂谷轴部周围洋壳中大量发育的裂隙又为海水提供了通道。进入裂隙的海水可以与高温的玄武岩相接触，造成高达300°C以上的热液由排气口泄出。在这过程中，海水中的硫酸盐沉淀析出或者还原为硫化物，海水本身变为能溶滤玄武岩中Ca、Si、Mn、Fe和Li等阳离子的还原酸性溶液。随着进入裂隙的海水和与其发生反应的高温玄武岩的数量关系不同，产生的热液在化学成分上也有不同(Leggett,1985)。因而，这些洋底热液影响着海水的成分。据Edmond等(1982)的估计，大约每隔八百万年到一千万年，相当于世界大洋全部体积的海水以这种方式通过大洋中脊轴部的高温带，达到300°C左右，为大洋带来了许多元素。事实上，河流输入和海洋沉积析出的有些元素在数量上并不平衡，洋底热液提供了Mg、Mn、Li、Si、Ba、Ca等许多元素。可以推想，地质历史上洋底扩张和热液作用的强度发生变化时，也会造成大洋海水成分的不同。

如果将洋底热液作用造成的成分变化忽略不计，那么可以认为，海水中的可溶盐类处于一种动态平衡中：收入是河流输入的大陆风化作用产物，支出是海底沉积作用的移去物。河流输入大洋的溶

表5—1 现代海水中的元素丰度及停留时间

元素	浓度（毫克/公升）	停留时间（年）	元素	浓度（毫克/公升）	停留时间（年）
H	108,000		Nb	1×10^{-5}	300
He	2×10^{-6}		Mo	0.1	2×10^{5}
Li	0.18	2.3×10^{6}	Ag	1×10^{-5}	4×10^{4}
Be	6×10^{-6}		Cd	0.0001	
B	4.5	10^{7}	In	0.0001	
C	28		Sn	1×10^{-5}	
N	150		Sb	0.0002	7×10^{3}
O	880,000		I	0.06	4×10^{5}
F	1.3	5×10^{5}	Xe	5×10^{-5}	
Ne	0.001		Cs	0.0004	6×10^{5}
Na	10,700	4.8×10^{7}	Ba	0.02	4×10^{4}
Mg	1,290	10^{7}	La	3×10^{-6}	440
Al	0.001	10^{2}	Ce	1×10^{-6}	80
Si	3.0	1.8×10^{4}	Pr	6×10^{-4}	320
P	0.07	1.8×10^{5}	Nd	3×10^{-5}	270
S	905		Sm	5×10^{-7}	180
Cl	19,000	10^{8}	Eu	1×10^{-7}	300
Ar	.04		Gd	7×10^{-7}	260
K	380	6×10^{6}	Tb	1×10^{-7}	
Ca	412	8.5×10^{5}	Dy	9×10^{-7}	460
Sc	6×10^{-7}	10^{4}	Ho	2×10^{-7}	530
Ti	0.001	1.3×10^{4}	Er	8×10^{-7}	690
V	0.002	8×10^{4}	Tm	2×10^{-7}	1,800
Cr	0.0001	10^{3}	Yb	8×10^{-7}	530
Mn	0.0002	10^{4}	Lu	2×10^{-7}	450
Fe	0.001	10^{2}	Hf	7×10^{-5}	
Co	0.00005	10^{4}	Ta	2×10^{-5}	
Ni	0.0005	10^{4}	W	0.0001	1.2×10^{5}
Cu	4×10^{-5}	10^{4}	Re	4×10^{-7}	
Zn	0.0001	10^{4}	Au	4×10^{-7}	2×10^{5}
Ga	0.00003	10^{4}	Hg	3×10^{-5}	8×10^{4}
Ge	5×10^{-5}		Tl	1×10^{-5}	
As	0.002	5×10^{5}	Pb	3×10^{-5}	4×10^{2}
Se	0.0001	2×10^{4}	Bi	2×10^{-5}	4.5×10^{4}
Br	67	10^{8}	Rn	6×10^{-16}	
Kr	0.0002		Ra	7×10^{-11}	1×10^{6}
Rb	0.12	4×10^{6}	Th	1×10^{-5}	2×10^{2}
Sr	8.1	4×10^{6}	Pa	5×10^{-11}	
Y	1.3×10^{-6}		U	0.003	3×10^{6}
Zr	3×10^{-5}				

(Schopf, 1980)

解盐总量早有人反复计算过。假定没有任何移去作用，依靠现代世界河流的输入速率，要使世界大洋海水中可溶性盐的浓度增加一倍，有些元素（如Be、Al）不需要上千年；而另一些元素（如Cl、Br）要求

上亿年，大多数元素则不足一千万年（见表5—1中的"停留时间"），都比地球的年龄小得多。可见，世界大洋相当于一个大盆地体系，河流从陆地输入的溶解盐类不断注入该体系，而又通过沉积作用使之失去。这种中转过的盐类要比现代大洋水体中的盐类多许多倍（Holland,1976）。海水中这些元素在现代大洋中的"停留时间"都不很长（见表5—1），它们在地质历史上都可能有过显著的变化，问题是如何去辨认这些变化。

一种方法是研究沉积岩成分的历史变化。例如对比地史上各时期碳酸盐沉积中Mg/Ca的比值（图5—1，据俄罗斯陆台与北美陆台算出，世界其他地区与之相似），可以发现此值随时间而下降，但一亿年来（约晚白垩世以来）基本稳定。再如沉积岩中的粘土矿物，除去物质来源、成岩作用等干扰因素外，其吸附的硼主要取决于水体中硼的含量。现代海水中含硼为4.7ppm，海洋沉积平均含硼＞100ppm（如太平洋为134ppm，据Landergren,1964）。因此，不同岩层中粘土矿物含硼量的差别应当反映不同盐度的沉积环境（如从淡水到海水沉积硼的含量应增高），而不同时代同一沉积环境（正常海）的泥质沉积中硼含量的变化应能指示大洋海水中硼含量的历史变化。然而调查表明，不同地质年代的地层中，含硼量并无定向的差异。据认为，海水中硼的收支基本上保持平衡，因而地史时期里海水硼含量变化不大（Degens et al.,1957）.表5—2列举了显生宙五个地区地层中粘土的硼含量，海相者一般均超过100ppm，陆相者都低于70ppm，各时代大体相同（同济大学海洋地质系，1980）。据Mackenzie(1975)总结，从沉积记录看，大洋海水成分只在35～15亿年前逐渐发生过变化，而15亿年以来再无重大改变，虽然仍有为期不过几千万年偏离海水稳定状态的周期出现。

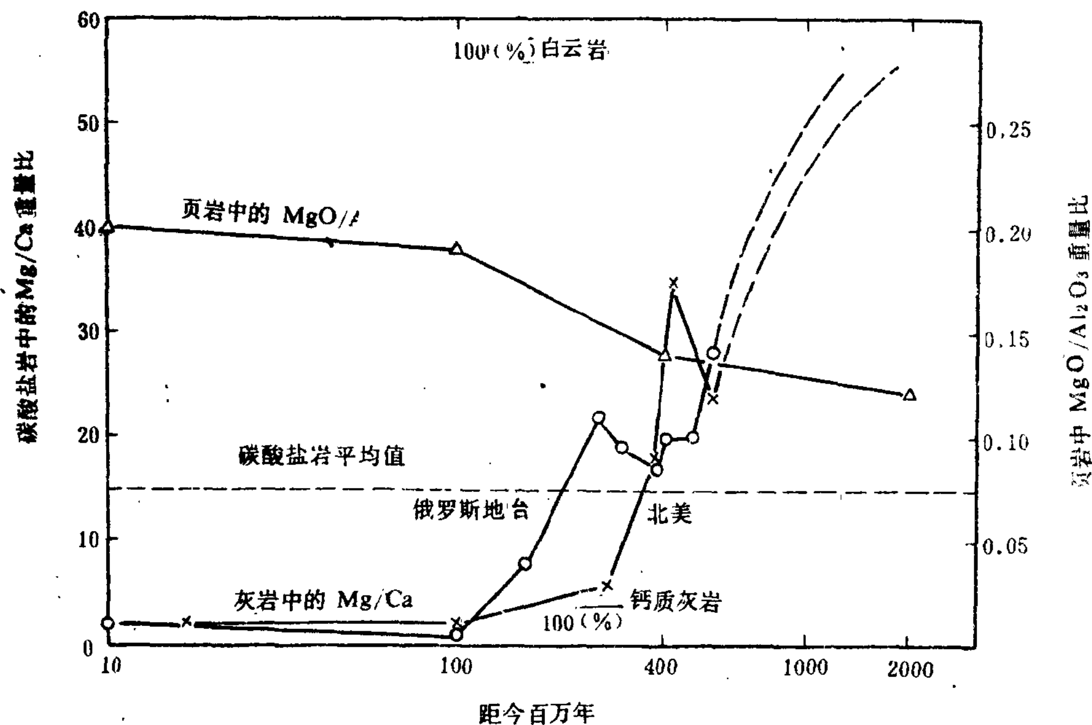


图5—1 俄罗斯陆台与北美陆台碳酸盐岩中Mg/Ca重量比（Garrels & McKenzie,1971,引自Holland.1976）。

研究地史中海水成分变化的另一种方法是分析化石壳体中的微量元素。调查表明，有些微量元素在化石壳体中的含量与海水中的含量成正比，如果该化石未经成分变化，便可用来推断当时古海水的成分。这类分析中，锶是最好的一例。无论软体动物、颗石藻或者有孔虫壳体的方解石中，都具有相同的锶分布系数(DSr)即壳体方解石中与海水中Sr/Ca比值之间呈正比，其比例为

$$D_{Sr}=\frac{(Sr/Ca)CaCO_3}{(Sr/Ca)_{海水}}=0.16\pm0.02$$

表5—2　显生宙不同沉积相地区粘土中硼含量比较表

地点	年代	硼含量(ppm)			资料来源
		海相	海陆过渡相	陆相	
鲁尔煤区	C	90—180		15—45	Brinkmann and Degens,1956
美国	C	70—150	80—140	15—40	Degens et al.,1958
西西伯利亚	J	平均102	平均70	平均44	Лебедев, 1967
塔吉克斯坦	J	180	100	64	Лукащев и др., 1977
外高加索	Qp	100—230		10—60	Валиев, 1974

(同济大学海洋地质系, 1980)

用大西洋和太平洋7500万年以来沉积层中的浮游有孔虫(混合样)，或只挑*Orbulina*或*Globigerinoides sacculifer*作中子活化分析，发现Sr/Ca比值在新生代期间大约增长了10～15%，然后才达到现代海水中的比值；最低值见于5500～4500万年前(始新世中期)和1000～500万年前(中新世晚期)，当时的比值比现代约低15～25%(图5—2)。这种变化反映了新生代大洋海水盐分中Sr/Ca比值的变迁。据认为，始新世中期低值的原因可能在于当时有大海侵，且全球碳酸盐补偿面(CCD)比今约浅1,000米，这就使$CaCO_3$在陆架上沉积增多，在深海沉积中较少，因此沉积物中文石相对于方解石的比例增高，而文石中Sr/Ca比值偏高，以致大洋水体中Sr/Ca比值下降；中新世晚期的低值则可能与当时东太平洋海隆的海底扩张加速有关，海水与玄武岩物质交换的速率加大，水热作用供应的Ca加多，于是Sr/Ca比值减低(Graham et al.,1982)。

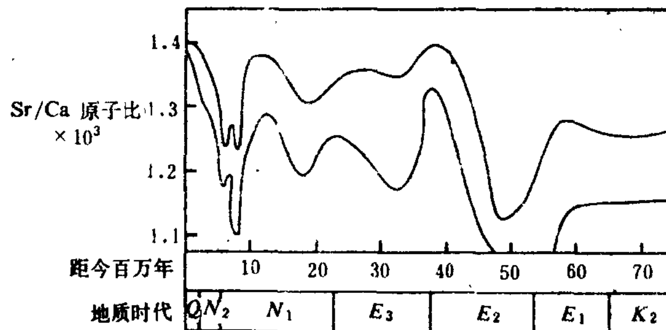


图5—2　新生代浮游有孔虫壳体中Sr/Ca比值的变化反映大洋海水中Sr/Ca比值的变化
(据Graham et al.,1982改绘)图示为平均比值的80%置信限

总之，大洋水体的盐度变化和各种元素的含量变化，是古海洋学研究的重要内容。可惜缺乏直接的或者不具多解性的间接测试手段，此项研究还只是开始，大量的工作还有待今后开展。至于地质历史上比较短暂的盐度变化，更有待进一步的调查。比如有人推测二迭纪末冰川融化可能造成世界大洋表层水的半咸水化，从而造成大量的生物绝灭，此类假设都需要古海洋学的深入研究加以核实和澄清。

第二节　溶解氧

一、大洋中氧的分布

大洋中的溶解氧来自大气，因此氧只在表层海水中由于和大气的交换或者在有光带内由于植物的光合作用而能够富集。向下由于生物死亡后的腐解作用消耗O_2，增加CO_2，使O_2逐渐变为不饱和。

在现代大洋中,0～5°C的海水中氧的饱和值接近7.5ml/l,而实际上大洋深处只有3—5ml/l,比饱和值低约3.5ml/l,就是这种腐解作用消耗的结果。因此,在中等深度(约150～1000米)处有一个数百米厚的水层,那里是海水中氧含量最低的层次,比上覆和下伏海水的氧含量都低,称为"缺氧层(oxygen minimum)"。缺氧层是世界海洋的共同现象,但在上升流发育,生物生产率特别高的海区,缺氧层更加发育,如美洲西岸从秘鲁到下加利福尼亚岸外,印度洋北部阿拉伯海等(图5—3),都有非常发育的缺氧层。此外,在太平洋东部,也有面积十分广泛的缺氧层。至于缺氧层以下,由于浮游生物的腐解作用已经结束,深层水和底层水又是由高纬度区的表层水下沉补给而来,含氧量又有所回升。

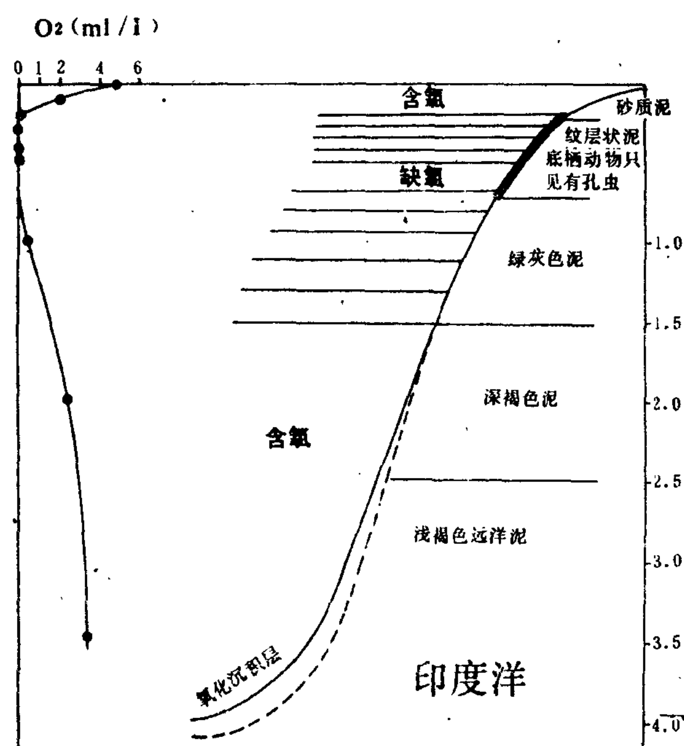


图5—3 印度洋北部的缺氧层和黑色沉积物

(Thiede & Van Andel,1977;引自Seibold & Berger,1982)。

与此相应,在缺氧层深度范围内的陆坡地带,海底沉积物必然富含营养元素和有机质,印度洋北部阿拉伯海陆坡的暗色纹层状泥便是一例(图5—3),此类沉积虽富含有机质,但除有孔虫外别无底栖动物。相似的沉积物也在半封闭的海盆如黑海、波罗的海形成,那里呈层状分布的水体中除表层外均为缺氧环境。

二、缺氧沉积物

从六十年代中期起,在北大西洋深海的沉积柱状样中就有含硫化物的白垩纪中期沉积物发现。接着,深海钻探第1、11、14、15、36、39、40、41、43、44、47、50与75等航次又在南、北大西洋、北太平洋和东印度洋的钻孔中发现白垩纪中期的黑色页岩(Hsü,1982)。现在查明,这类富含有机质的沉积物在北大西洋见于白垩纪的早期(欧特里夫期)到白垩纪中期(西诺曼期),局部地方还见于白垩纪晚期(土伦期);在南大西洋则广泛出现在晚侏罗世(牛津期)到白垩纪中期(西诺曼期),局部到白垩纪晚期(康纳克期)。页岩由陆源粘土组成,富含有机质(包括植物碎屑,有机碳含量高者可达百分之十以上。这类黑色页岩带厚数十米,与含有底栖有孔虫群的钙质沉积互层(图5—4)。

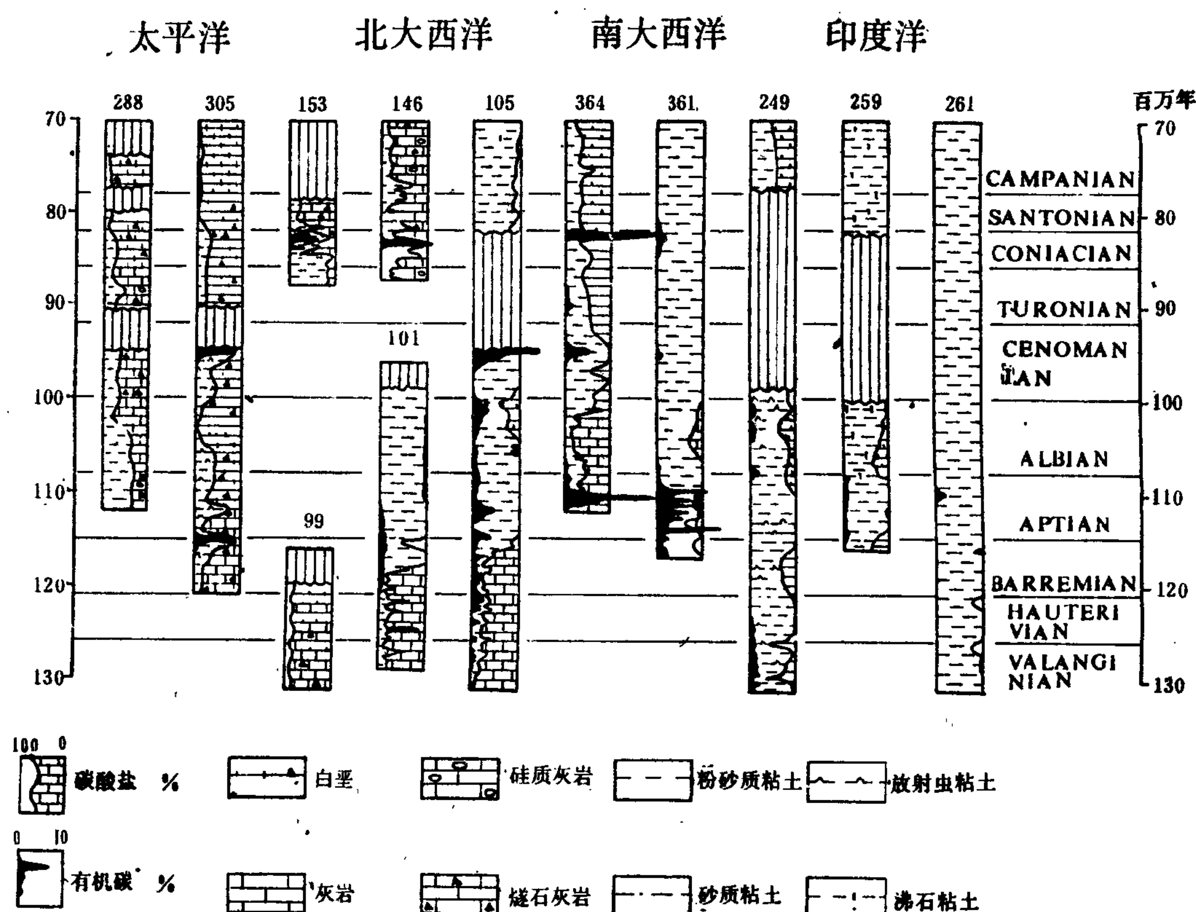


图5—4　深海钻探揭示的白垩纪碳质页岩

（据Ryan & Cita,1977）。

白垩纪大洋黑色页岩的发现，引起了地质界的极大关注。这不仅由于它具有重大的学术价值，更重要的在于它潜在的经济意义。众所周知，中生代后期的地层在世界上是油气最为富集的部分，而现在已知的中生代特大油田（如中东等），据认为就与当时的大洋缺氧事件有关。这些缺氧时期沉积的有机碳中有一部分已经成熟，为相应的特大油田提供了油源（Arthur & Schlanger,1979）。而整个大洋的黑色页岩则是一种潜在的油气资源，如果其中所含的有机物都形成油气，其储量可能为大陆和陆架目前已知油气总储量的十倍以上（任美锷，1983）。

这些黑色页岩的形成，必须要有富含营养元素的水体和很高的生物生产率；或者大洋缺氧层扩大、加强，使得有机碳得以保存。上述两个条件也可以同时并存。许多学者提出不同的模式来解释白垩纪大洋黑色页岩的广泛形成，但其实质总不外上述两个方面，只是各人强调的主导因素不一罢了。有人认为可能是当时雨量充沛，巨型三角洲发育，因而从陆地输入大洋的有机物，明显增多，而河流径流和雨量的增加可使海洋表面形成一个低盐层，造成大洋水的强烈分层，引起中层深度处的缺氧环境（Kennett,1982）。的确，从大西洋看来白垩纪缺氧沉积的形成水深大约在2800～3000米，与此同时在更深处还有含氧沉积物形成（图5—5），可见黑色页岩是形成于缺氧层中的。有的认为当时大西洋深处汇集了周围浅海区因强烈蒸发形成的高盐、高密度水，在洋底造成一种深水"盐湖"，更有助于这种缺氧层的形成，所以大西洋比太平洋黑色页岩更为发育（Berger,1981;Seibold & Berger,1982）。还有人认为白垩纪时因气候温暖，大洋经向温差甚小，世界洋流停滞，形成"滞水期"，使得大洋缺氧层增厚、CCD变浅，相反，第四纪期间由于气候较冷，大洋经向温差显著，洋流强盛，以致大洋缺氧层变薄、CCD加深。这两种具有不同大洋模式的地质阶段大致以3200万年的周期重复出

现，其中前者全球生物种类增多可称多属种(polytaxic)型，后者相反可称少属种(oligotaxic)型。白垩纪缺氧期正发生在多属种型的阶段(Fischer & Arthur,1977)。此外，也有人主张缺氧事件并不一定要求洋流停滞，完全可以在洋流强劲的时期发生(Southerm et al.,1982,1983).看来关于大洋黑色页岩成因的统一认识，还有待于在全球范围内对各个剖面分别作详尽的沉积学和有机化学的研究(Arthur & Schlanger,1979)。

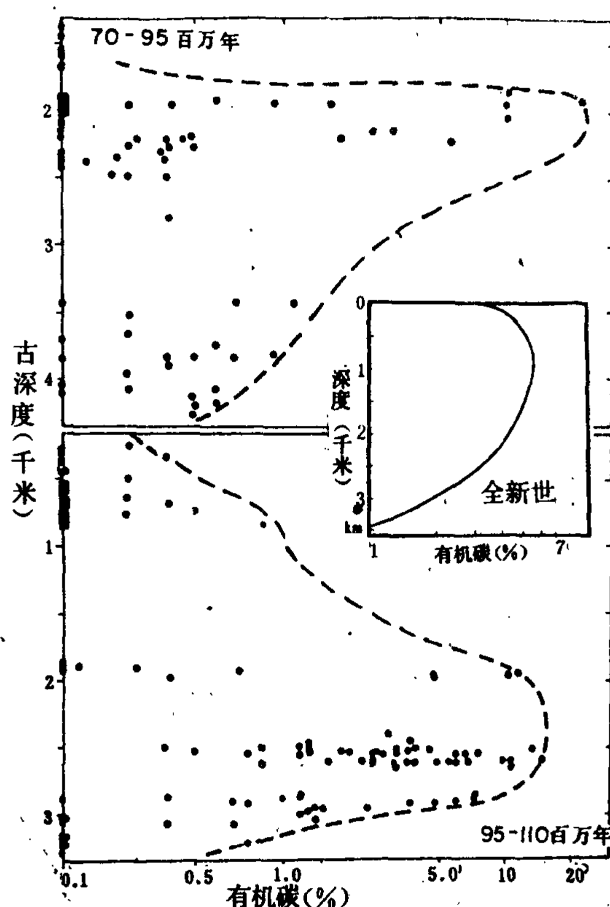


图5—5 南大西洋白垩纪两个阶段(7000万～9500万年前；9500万～11000万年前)沉积物中有机碳含量和古深度关系图

(据Thiede & Van Andel,1977)。

中间插图示加利福尼亚湾现代沉积中有机碳含量和水深的关系，注意有机碳最高含量出现于中等水深即缺氧层处。

黑色碳质页岩的产生并不以中、新生代为限，例如早古生代的笔石页岩，实际上也是一种缺氧沉积，应当与当时海底的缺氧环境有关。如前所述，生产率特别高的上升流区可以使大洋缺氧层特别发育，古生代亦不应例外。确实，根据世界上26处古生代黑色页岩的调查，其中三分之一至三分之二产生于当时的海岸上升流区(Schopf,1983)。当然，对黑色页岩也要作具体分析，并非一概都是缺氧事件的产物。如最近在北冰洋中部所发现的晚白垩世黑色软泥，有机碳含量平均高达14%，但含大量木质碎屑与孢粉，是陆源植物碎屑大量堆积所造成，并非海水缺氧的结果(Clark et al., 1986)。

第三节 磷酸盐

虽然磷在海水中含量甚低(见表5—1)，但却是海水盐分中的一个重要成份：一方面溶解磷酸盐的含量是海水初始生产率的控制因素之一，另一方面，沉积磷灰石是十分重要的沉积矿产。因此，探讨古海水中溶解磷酸盐的变化，是古海洋学中的重要课题之一。

世界大洋中溶解磷酸盐的总量，取决于其进入和析出数量间的平衡。河流将大陆火成岩风化产生的溶解磷酸盐不断携入海洋，这是海水中磷酸盐的主要来源。每年进入大洋水中的磷酸盐，大多以沉积物中的有机质、埋葬的含磷化石或者深海沉积的吸附物等形式析出，只有一部分才形成单独的磷酸盐沉积(表5—3)。海洋的磷酸盐沉积成分多变，总的分子式可写作$Ca_{10}(PO_4,\ CO_3)_6\ F_{2-3}$。

现代磷酸盐主要沉积在海洋生产率高的南加利福尼亚、下加利福尼亚、秘鲁和南非岸外，也就是海岸上升流分布区，而且主要在陆架和上陆坡地带堆积。上升流区由于表层海水的生产率高，使有机质的沉积通量升高，氧化作用和细菌的活动将沉积物有机质中的磷析出，加上鱼类等骨骼中磷质的溶解，使得沉积物间隙水中溶解的磷酸盐达到饱和，于是磷酸盐以各种不同形式沉淀出来：或者交代原有的碳酸盐，或者交代粪粒，或者在沉积物与水的界面上将磷酸钙沉淀出来，(Arthur & Jenkyns, 1981;Seibold & Berger,1982)。

表5—3现代海水中磷的地球化学循环：来源与析出

大洋中部的停留时间：估计为100,000年	
主要来源：	
1.河流携入岩石风化产生的溶解磷酸盐	1.7×10^{12}克磷/年
2.火山喷射	0.07×10^{12}克磷/年
3.水层中由有机物氧化而再生	(>下降通量的90%)
析出：	
1.经浮游生物攫取进入有机物中并埋入沉积物	约0.73×10^{12}克磷/年
2.磷灰石质骨、齿与鳞的埋葬	约0.04×10^{12}克磷/年
3.进入生物成因碳酸盐中	约0.54×10^{12}克磷/年
4.被深海富氧化铁的沉积物吸附	约0.2×10^{12}克磷/年
5.进入磷酸盐沉积物	约0.17×10^{12}克磷/年
深水溶解磷酸盐	9×10^{16}克磷(平均浓度2.2m M/kg)
从沉积物重新进入间隙水的磷酸盐	约5×10^{12}克磷/年

(据Arthur & Jenkyns,1981)

表5—3所述大洋溶解磷酸盐的平衡中，只要有一个环节发生变化，大洋溶解磷酸盐的总量就会相应改变。地质历史上磷酸盐矿产的形成很不均匀，有几个时期沉积的磷酸盐特别多，表明地史上大洋中磷的循环曾有重大变化。图5—6与5—7所示，是中生代晚期和新生代磷酸盐沉积的量与各种古海洋学参数变化曲线的比较。根据这种比较和有关研究成果，可以提出种种不同模式来解释地史上海水磷酸盐含量变化的原因。

例如，Piper 和Codispoti (1975)认为在地质历史上世界范围的缺氧性大洋深水团的存在，可以使硝酸盐还原作用(nitrate reduction)的速度增加，从而使浮游生物繁殖所必需的氮(硝酸盐)从整个体系中移去。既然营养元素被生物攫取的数量有一定比例(C:N:P=106:16:1)，海水中氮的减少就会造成磷酸盐的富集和海相磷灰石的沉淀。不过，大洋缺氧事件和世界磷酸盐重要沉积期之间并无良好的相关关系(图5—6)，而且海水中氮的减少使生物生产率下降，也会同时使磷的沉积供应减低，深水中氧的含量回升，从而不利于磷灰石沉积的形成(Arthur & Jenkyns,1981)。Sheldon(1980)则认为地质历史上大规模磷酸盐沉积时期与大洋深水的停留时间有关。在气候的暖期大洋深水环流滞慢，使得深水中溶解的磷酸盐逐渐积累；当气候突然转冷时深水环流加速，促使有机物生产率增高，大量原来停留在海水中的磷酸盐便形成磷灰石沉积。然而地质历史上大规模的磷酸盐沉积期与气候转折期并不相应。Arthur 和Jenkyns(1981)认为，不能简单地把地史上大规模磷酸盐沉积的形成归因于某种单个的古海洋学因素(缺氧事件或者气候突变)，而应当是气候条件、大洋环流、海面升降、缺氧事件和大陆位置等多种因素共同作用的结果。在气候温暖多雨的地质时期里，大陆化学风化作用加强，河流携入大洋的溶解磷酸盐增多，为大规模磷酸盐沉积提供了物质基础；海面上升或海侵时，可供磷酸盐沉积的外陆架和陆坡面积增大，缺氧带增厚而扩延到陆架区，因而海洋表层的浮游生物遗体沉落时很快进入缺氧环境而使磷酸盐得以保存(图5—8)。大陆位置如果较多地分布在低纬度带就

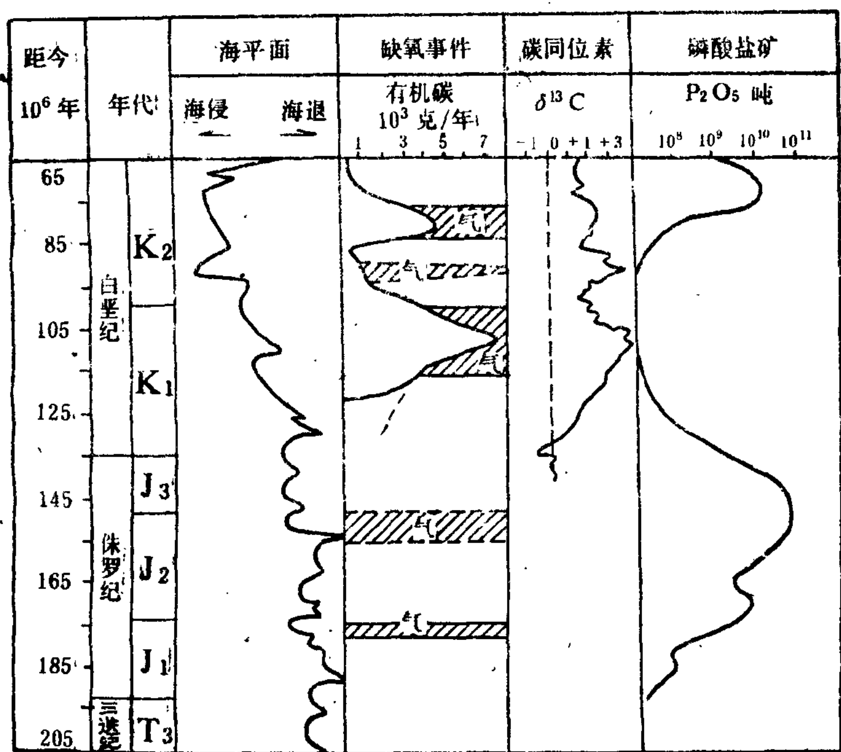


图5—6中生代晚期的磷酸盐沉积矿产的形成与古海洋学参数的比较

（据Arthur & Jenkyns,1981改编）图中"气"字指天然气

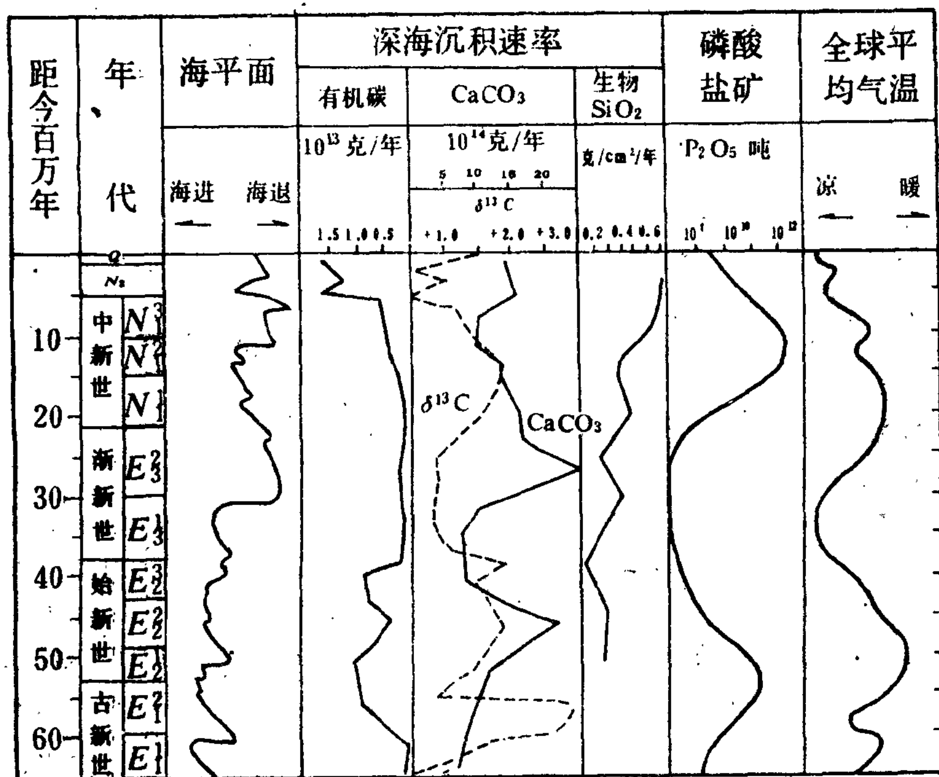


图5—7 新生代磷酸盐沉积矿产的形成与古海洋学参数的比较

（据Arthur & Jenkyns,1981改编）

能增多化学风化产生的磷酸盐，适宜的大陆位置还可以导致在更多的海域发育上升流。总之，当气候温暖，海面上升，而大陆分布位置也适宜时，大洋形成的磷酸盐沉积就会异常增多。

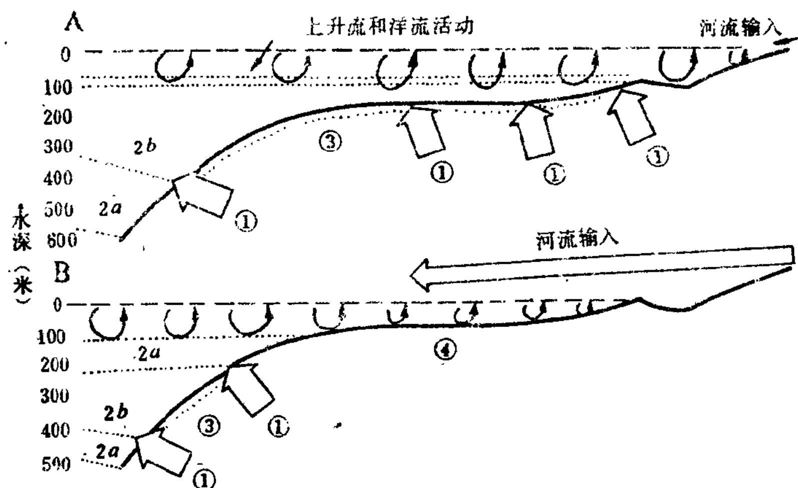


图5—8　低纬度陆架区磷酸盐沉积与海面变迁的关系

(Arthur & Jenkyns,1981)。

A——海侵或高海面期。缺氧带扩大,低氧的水团扩展到淹没的陆架上。

B——海退或低海面期。缺氧带仅限于上陆坡。同生形成的磷酸盐沉积规模小,但是原有的磷酸盐物质可在浅海环境经过改造富集而形成大型矿床。

1.——成岩成因的磷酸盐最强烈形成带;

2.——缺氧带

a) $O_2$0.5——1.0ml/l

b) O_2<0.5ml/l

3.——纹层状黑色页岩和硅质生物沉积相

4.——海流改造的磷酸钙沉积

作为古海水化学,这里讨论的只是世界范围内各地质时期里磷酸盐沉积量和大洋磷酸盐平衡的变化,至于具体某一层磷灰石的形成,还可以与多种其他因素相关(如沉积间断、鸟粪堆积、CCD上升等),不属本书的范围。与大洋许多其他化学过程相比,人们对于大洋磷酸盐循环和磷酸盐沉积的理解,还处于很不成熟的阶段,大量深入的研究工作有待开展。

第四节　碳酸盐

碳酸盐是大洋主要的溶解盐之一,其中尤以 $CaCO_3$为多。和磷酸盐一样,大洋中 $CaCO_3$的来源一方面是陆上风化作用的产物通过河流带入,另方面依靠大洋中脊热液作用供应,进入的总速率为0.11克/平方厘米·千年。然而,生物提取海水中的 $CaCO_3$制成骨骼而沉落海底,其速率为1.3克/平方厘米·千年,因此大洋中每年通过沉积而析出的 $CaCO_3$要比河流等携入的多得多。由于过量的析出,大洋中除顶部水层外, $CaCO_3$均不饱和,依靠深海 $CaCO_3$溶解作用补足海水 $CaCO_3$的不足,保持碳酸盐的收支平衡(图5—9)。正是这种深海碳酸盐的溶解作用,造成大洋底沉积环境和沉积相最重要的差异。

一、"海底雪线"——CCD

现代洋底的沉积物主要有两大类:一类是以浮游有孔虫和颗石类为主的灰白色钙质软泥,碳酸盐的平均含量为65%,分布的总面积约为12,600万平方千米;另一类是深海褐色粘土,所含生物骨骼以硅质为主,碳酸盐的平均含量约8%,分布的总面积为10,200万平方千米。从钙质沉积分布区到非钙质沉积分布区的转折,是深海沉积相变化最重要的一个界面。这个深度就是碳酸盐补偿深度

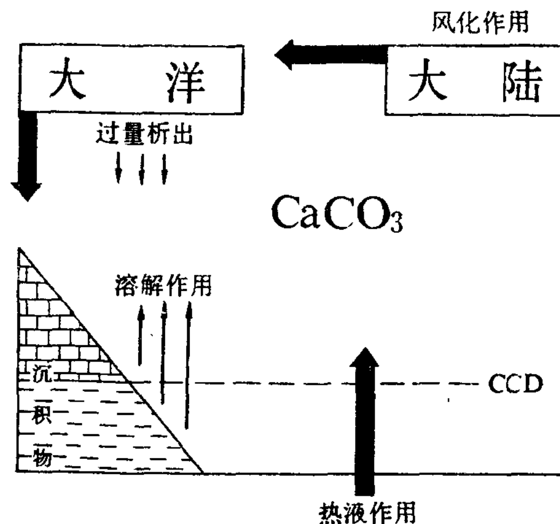


图5—9 大洋中 $CaCO_3$的供应与沉积示意图
（据 Berger, 1977; Ramsay, 1977; Kennett, 1982 改编）
大洋通过沉积作用析出的 $CaCO_3$过量，造成海水中 $CaCO_3$的不饱和。

(CCD)。由于在这个深度上从上覆水层沉降而供应的碳酸盐和溶解而失去的碳酸盐数量相等，因此称为碳酸盐补偿深度，或者补偿面 (CCS)。该深度以上，浮游有孔虫的方解石壳尽管已经强烈溶蚀，但仍有许多抗溶的壳体；而在此深度以下，沉积物中的碳酸盐含量<10%，甚至几乎不含碳酸盐，浮游有孔虫壳已完全溶失，只有非钙质的深水型胶结壳底栖有孔虫和丰富的放射虫、硅藻等生物骨骼（郑连福等，1982）。

其实，这条重要的大洋深度界线，早在一百多年前就由参加《挑战者号》大洋考察的 Murray (1873) 发现了。当时他指出大约4500米以下的深海不再有碳酸盐沉积。在碳酸盐补偿面以上是一片白色的碳酸盐沉积，以下便是褐色粘土，这条界线泾渭分明，宛如陆地山岳上的雪线一般；作为不同地理环境的深度（或高度）界面，也只有雪线、森林线、海岸线可以与它比较，因此 CCD 也被称作"海底雪线"，也有称为"碳酸盐线 (Carbonate line) 的。值得追究的是，为什么会出现 CCD ？这需要从 $CaCO_3$的溶解性能说起。

$CaCO_3$在海中的溶解度，和海水中 HCO_3^-的浓度即 CO_2的溶解度密切相关。当温度降低或者压力升高时，下式的反应方向向右。



CO_2(气体)$+H_2O$(液体)$\rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons 2H \quad +CO_3^{2-} \quad H^+ \ +HCO_3^-$

因此，和大多数盐类不同，$CaCO_3$的溶解度是随着温度降低而上升，随着温度升高而下降的。而当水深与压力增大时，上列方程式反应方向向右，$CaCO_3$溶解度增高。上述关系的实际表现大体如下表所示（表5—4）。

表5—4 碳酸盐在不同条件海水中的饱和浓度

水 温 (℃)	压 力 (大气压)	碳酸盐离子饱和含量 (10^{-6}mol/l)	
		方解石	文 石
24	1	53	90
2	1	72	110
2	250(约2500米水深)	97	144
2	500(约5000米水深)	130	190

（据 Wright 主编，1978）

由于在大洋温跃层以下海水温度相差不大，所以碳酸盐的饱和浓度在深海主要取决于压力。事实上，决定碳酸盐溶解作用的是水中碳酸盐的饱和程度。饱和程度(D)可以用下式表示：

$$D=\frac{([Ca^{2+}][(CO_3^{2-}])\text{实测值}}{([Ca^{2+}][(CO_3^{2-}])\text{饱和值}}$$

式中$[Ca^{2+}]$与$[CO_3^{2-}]$分别表示两者的离子浓度，用 mol/l 表示。由于海水中不同深度处 Ca 离子浓度相差不大，据估算河水中平均为15ppm，大洋表层水中为396 ppm，深层水为400ppm，因此溶解碳酸盐的饱和度其实取决于 CO_3^{2-}的浓度：

$$D=\frac{[CO_3^{2-}])\text{实测值}}{[CO_3^{2-}])\text{饱和值}}$$

既然水深越大$[CO_3^{2-}]$饱和值越大，海水中碳酸盐饱和度就越小，实验室试验表明，当水中 D>1时固态碳酸盐不溶解，D 在0.5～1之间时开始溶解，但并不显著，只有 D <0.5时才迅速溶解(Wright 主编，1978)。Takahashi (1975)的"方解石饱和系数 (CSF)"或 Edmond 等(1970)的Ω值，可以看作与这里所说的饱和度 D 相当。

现代大洋中的实际情况正是这样。如东太平洋秘鲁附近深海区，水深122米以上的上层水中方解石过饱和(D>1)，以下则不饱和(0.5< D <1)，到4000多米水深处严重不饱和(D<0.5)(图5—10)。由饱和到不饱和的转折处，称为碳酸盐饱和深度 (CSD)。在1000米以上还有一个严重不饱和区，相当于缺氧层的下部，这里 CO_2含量高，使水中 pH 值下降，CO_3^{2-}减少而HCO_3^-增多，从而导致 D 值下降(最低值小于0.5)。

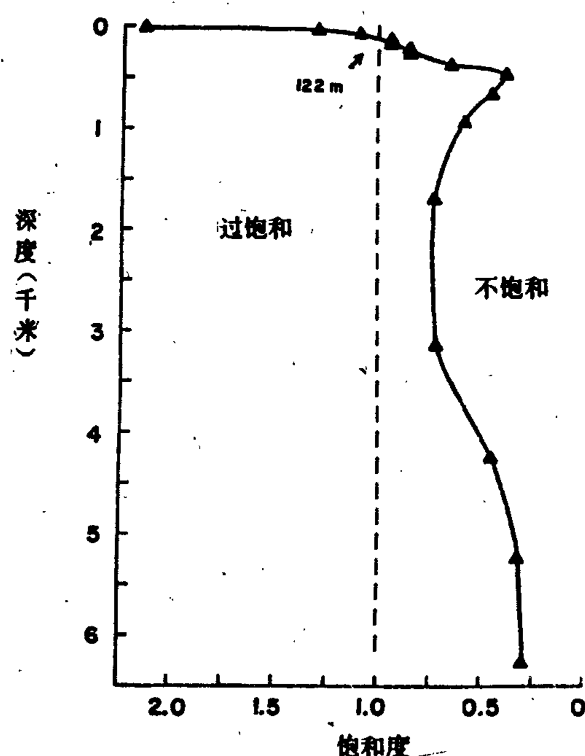


图5—10 东太平洋秘鲁附近海水中的方解石饱和度(D)(Berger. 1972)。

既然除顶部水层以外大洋中 $CaCO_3$均不饱和，碳酸钙质的浮游有孔虫、颗石类和翼足类壳体从大洋表面向下沉降的过程中就会发生溶解。为了测试不同深处海水对碳酸钙的溶解速度，Peterson (1966) 作过试验。在北太平洋赤道海区，将一系列光滑的方解石圆球称重后系在浮标上，悬挂重锤沉入不同深度的海水之中，浸泡四个月以后取上圆球称重以测定其溶失量，结果发现悬在3700米从浅海水中的溶解速度较小，平均每年每平方厘米溶失方解石0.5毫克，而在3700～5000米间溶解速度明显增大，平均为每年每平方厘米2.3毫克(图5—11A)。为了测试浮游有孔虫壳体在深海的溶解速度，Berger (1967) 将浮游有孔虫壳体组成的试验样品同样悬入不同深度的海水中。为排除壳体表面有机质对壳体的防腐保护作用，将一个样品用 H_2O_2处理，另一个样品则未加处理，同时沉入海水中。结果，在水深250米以内，两个样品都不发生溶解作用；在250～2250米之间，开始有极弱的溶解作用，每天溶失有孔虫重量的0～0.5‰；到2750米处两个样品的溶

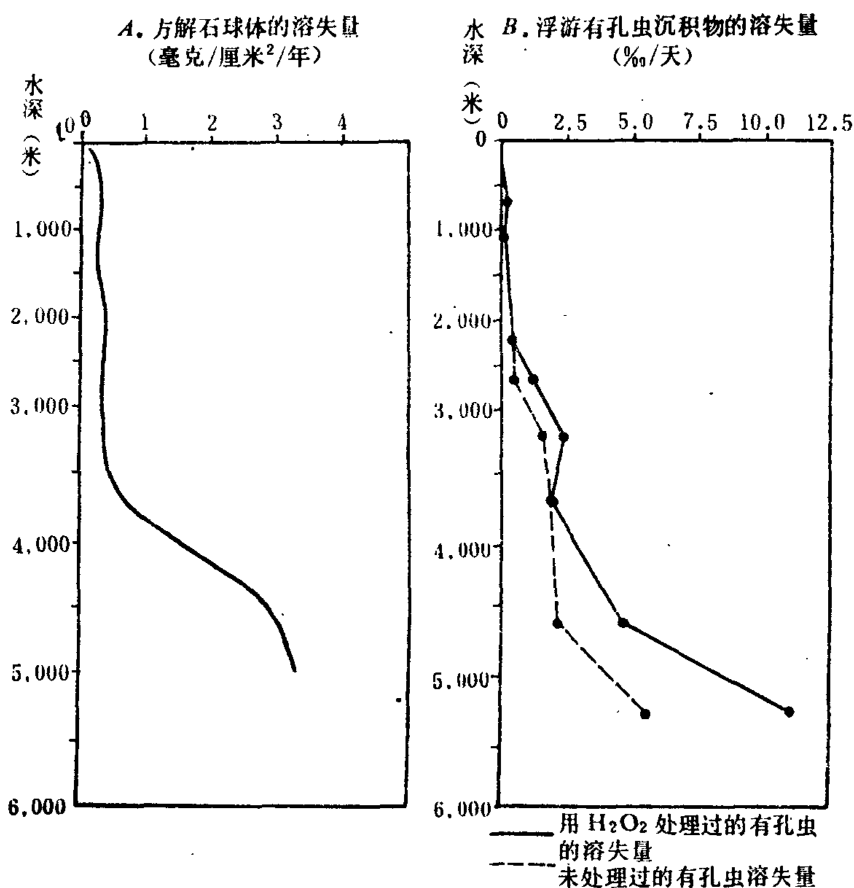


图5—11 赤道太平洋海区方解石球体与浮游有孔虫沉积样品的溶失量的深度变化（郑连福等，1982；据 Berger, 1970改编）。

A. 方解石球体的溶失量（毫克/平方厘米/年）据 Peterson, 1966 试验结果；

B. 浮游有孔虫沉积样品的溶失量（‰/天），据 Berger, 1967试验结果。

解速度显示出差异，经H_2O_2 处理者每天溶失1‰以上，而未经H_2O_2处理的每天溶失量不超过0.5‰；从3250到4750米处，溶解速度显著增大，经 H_2O_2处理的样品在4750米处每天的溶失量>4‰，约为3250米处的两倍，而未处理的样品亦可达2.5‰左右；超过4750米后溶解速度急剧加大，经 H_2O_2处理的样品到5300米处每天溶失量达11.5‰（图5—11B）。由图5—11可见浮游有孔虫壳体溶解速度的深度变化与采用方解石球的试验结果十分一致，都表明赤道太平洋区碳酸钙溶解速度急剧增大的水深是在3500～4000米之间。Berger (1968)提出将这种浮游有孔虫溶解速度急剧增大的深度定为溶跃层 (lysocline)。

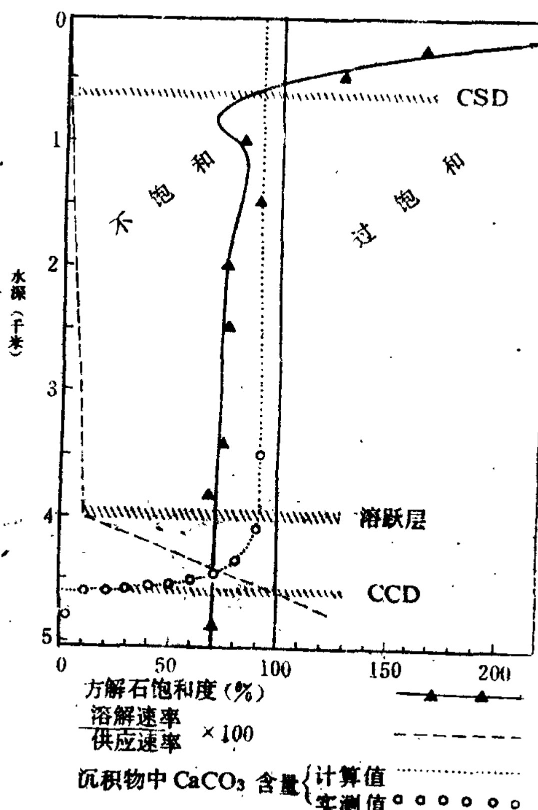


图5—12 方解石饱和深度(CSD)、溶跃层和方解石补偿深度(CCD) 的分布及其影响因素（以热带太平洋为例）（据 Van Andel 等，1975年改编）。

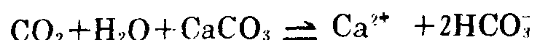
这样，在大洋的海水垂向剖面上，自上而下有方解石（或碳酸盐）饱和深度（CSD）、溶跃层（lysocline）、方解石（或碳酸盐）补偿深度（CCD）等几个面（图5—12）。这些面的具体深度不仅在各大洋互不相同，而且在同一大洋的不同海区也可以相差悬殊。例如太平洋由于海水中含 CO_2较多，因此 CSD（即 D=1的深度）在北太平洋比较浅，只在1000米以内，到南太平洋达2000米左右；而北大西洋CSD比较深，可达4000米左右，在南大西洋逐渐变浅，可不足3000米（Takahashi，1975）。同样，CCD 在太平洋也比较浅，在大西洋、印度洋比较深；太平洋的 CCD 大多在4000米左右，大西洋局部可深达5500米（图5—13）。三大洋褐色粘土为主海域的平均水深，太平洋为4500米，印度洋5000米，大西洋5300米。因此，太平洋褐色粘土分布的范围最广；大西洋被钙质软泥覆盖的比例最高，浮游有孔虫和钙质超微化石保存最好，这也是大西洋古海洋学研究较好的原因之一。

在实践中，溶跃层比 CCD 更容易测定，因为它界于含保存良好的浮游有孔虫和保存不好的浮游有孔虫的沉积物之间。溶跃层一般比 CCD 浅数百米，但视钙质生物壳体的含量高低而异。浮游有孔虫和其他钙质微体化石含量高的海区，溶跃层和 CCD 相互接近，钙质软泥和褐色粘土之间的界线分明。反之，钙质壳体含量低的海区，则溶跃层和 CCD 相距较远，钙质软泥和褐色粘土的界线就不甚分明，如赤道太平洋美拉尼西亚海盆的溶跃层在4000～4500米左右，CCD 约在5000米便是一例（汪品先等，1982）。

由图5—13可见，CCD 在大洋中由洋盆中央向陆地方向上升，在洋盆中央又由赤道向高纬度方向上升。它们在各个海区的位置之所以如此多变，主要取决于下列几方面因素：

①大洋表层水中钙质壳体生物的生产率。钙质壳体供应量大时在水层中来不及溶解，使 CCD 下降，因此赤道附近海区比高纬度海区的 CCD 为深。

②大洋中CO_2的含量。大洋水中多余的 CO_2会在洋底得到中和（即导致洋底碳酸钙沉积物溶解）：



$$CO_2+H_2O+CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+}+2HCO_3^-$$

据估算，太平洋深水中得到的“新”CO_2（有机物氧化而产生的CO_2）比大西洋所得的多5%，而太平洋 CCD（和溶跃层）比大西洋浅约1000米。据此类推，大洋水中的 CO_2含量每增加1%便可使 CCD（和溶跃层）上升约200米（Berger，1985）。这样，CCD 的深浅还与水中有机物的含量及水温有关，靠近大陆的海区因有机质含量高而使 CCD 上升。由于 CO_2在水中的溶解度随水温的降低而上升，故 CCD 从赤道向两极变浅。

③非碳酸盐沉积物的冲淡作用。非碳酸盐物质供应多时可使 CCD 上升。

必须指出的是，洋底表层沉积中的 CCD 分布图式，并不能准确地反映现在 CCD 的深度分布，因为自末次冰期以来，大洋 CCD 经历了急剧的变化，表层沉积物还来不及反映出当前 CCD 的真实位置，就如陆架表层沉积未能完全反映现代的水动力一样。

以上所指的是以浮游有孔虫壳体为依据的方解石溶解作用的深度界线。然而，文石、方解石、有孔虫和其他微体化石的溶解速度各不相同，相应地也有其不同的溶解深度。文石比方解石易溶，因此由文石组成的翼足类补偿深度最浅；钙质超微化石整体来说比浮游有孔虫抗溶，因此超微化石的补偿深度最深。具体说来，翼足类在大西洋水深2200米以上最丰富（Chen，1971），翼足类软泥限于3000米以浅的海区，软泥中所有钙质壳体保存完好，碳酸盐含量在90%甚至95%以上；在 CO_2含量高的太平洋中翼足类软泥几乎不发育，其溶解的深度更浅。钙质超微化石的补偿深度一般比浮游有孔虫的深数百米，因此颗石软泥的分布比有孔虫软泥（“抱球虫软泥”）略深。这样，自上而下出现五种补偿深度（Berger，1981）：

翼足类补偿深度（PCD）（指完整的翼足类）

文石补偿深度（ACD）（指由文石组成的翼足类碎片）

有孔虫补偿深度（FCD）（指浮游有孔虫）

超微化石补偿深度 (NCD) (指颗石类)

方解石补偿深度 (CCD) (指所有方解石,实际与 NCD 几乎一致)

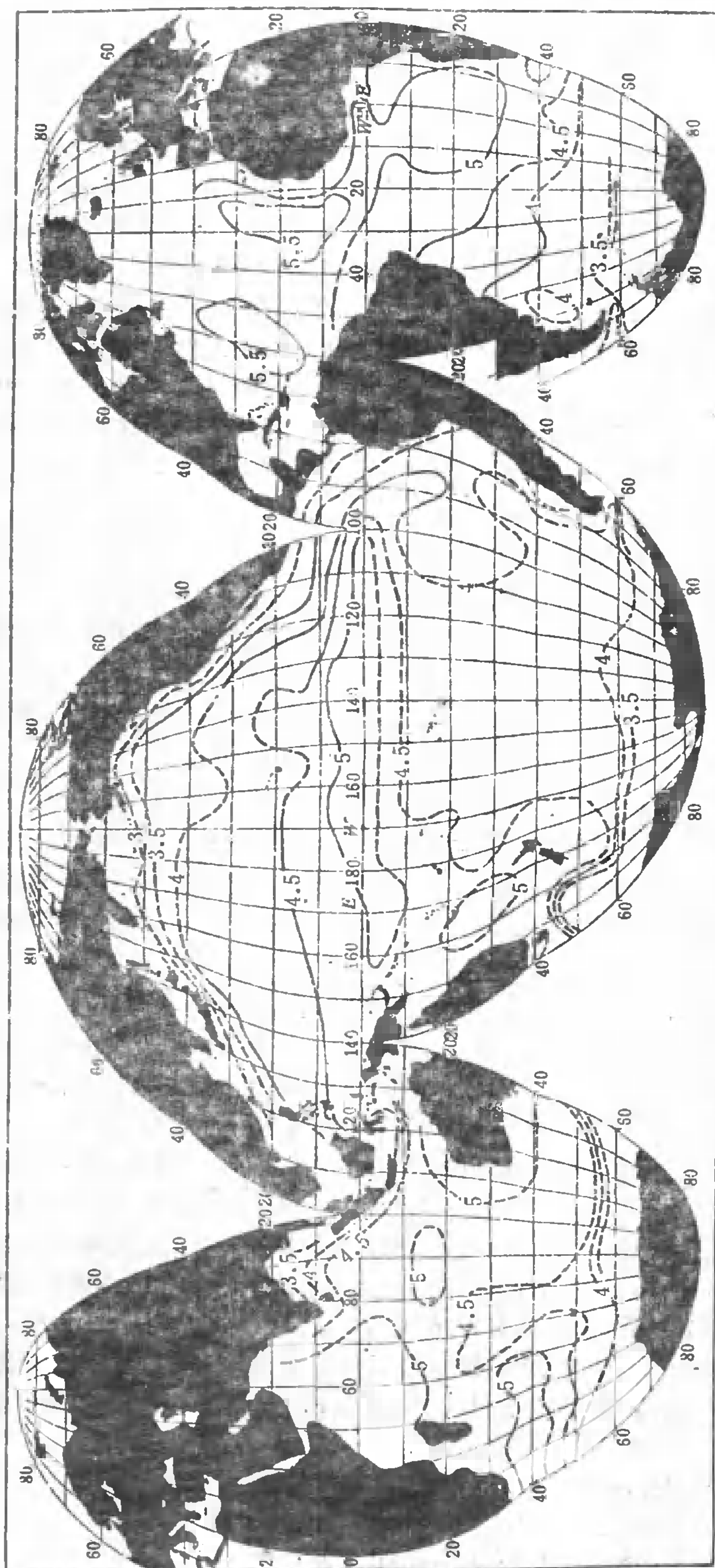


图5—13 各大洋方解石补偿深度 (CCD) 分布图

(Berger & Winterer, 1974)

二、差异溶解作用与溶解指数

测定某一沉积物相对于 CCD 的位置，有化学的和古生物的两种方法，化学方法是测定沉积样品中 $CaCO_3$的含量，一般将 $CaCO_3$<10%的沉积物划为 CCD 以下。然而沉积物中 $CaCO_3$的百分含量不仅取决于深海碳酸盐的溶解作用，而且还受非碳酸盐物质的沉积速率控制。因此，尽管碳酸钙含量曲线通常被用作溶解程度的标志，也仍然需要依靠古生物方法。古生物方法是利用各类钙质微体化石差异性保存的特征，它可以更加确切、更加细致地反映溶解作用的程度。CCD 以下只有胶结壳有孔虫，这是运用古生物方法最简单的一例。如南极罗斯海500～600米以下便几乎只有胶结壳有孔虫(图5—14)．从而发现那里的 CCD 特别浅 (Kennett, 1966)。罗斯海 CCD 极浅与南极水的性质有关。即使在大洋中部，也是凡在北大西洋深层水团直接覆盖下的洋底，浮游有孔虫保存良好；而在南极底层水团之下则溶解严重，溶跃层的位置也就是南极底层水的顶面 (Berger, 1979)。

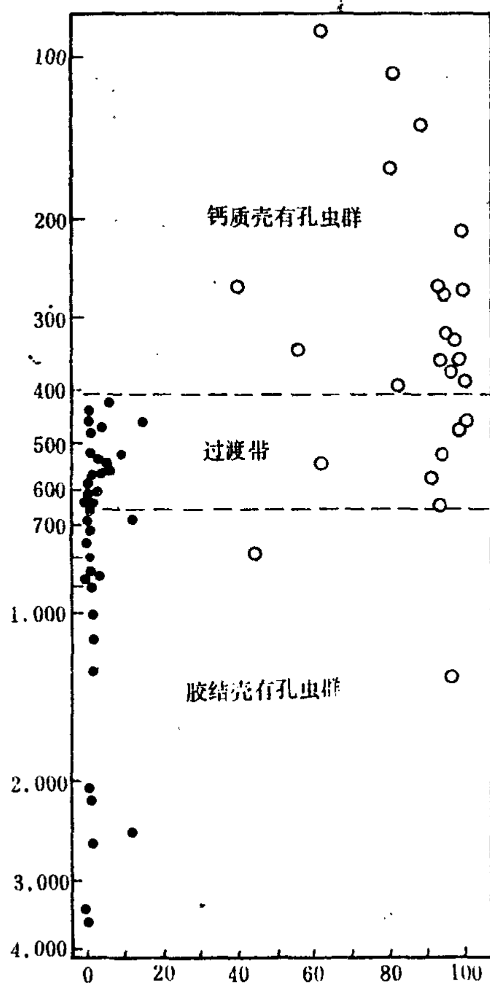


图5—14 南极罗斯海底质中钙质和胶结质壳有孔虫群的深度分布

（据 Kennett, 1966）。

古生物法更细致的应用，需要利用同一类钙质微体化石中不同属种的差异性溶解作用。

由于海水除顶部水层外 $CaCO_3$均不饱和，浮游生物的钙质壳体在生物死亡后向深层沉降的过程中便会遭受溶解，而且沉降越慢，溶解作用程度越大。然而，浮游有孔虫壳体大小、形状不一，一个>250微米的浮游有孔虫壳在水层中垂直下沉的平均速度要比一个62～125微米的壳快8倍左右。同样大小的无刺厚壁壳比有刺薄壁壳快2倍左右 (Berger & Piper, 1972)，太平洋中部浮游有孔虫在水层中的沉降时间和溶解损失量可以估算如表5—5。

由表可见，一个> 250微米的浮游有孔虫壳垂直下沉到5000米深海底大约历时5.2天，在水中的溶失量约0.7%，而一个62～125微米大小的壳下沉到同样深度需时40.9天，溶失5.7%。应该说，这样的溶失量不足以破坏整个有孔虫壳体的面貌。但是有孔虫壳暴露于$CaCO_3$不饱和的海水中的时间并不以沉到海底为止。对于一个壳径为0.1毫米的浮游有孔虫来说，如果在沉积速率为30毫米/1000年的海区，则需在海底暴露三年之久才会完全被沉积物覆盖。因此，与在海底的暴露时间相比，通过水层的沉降时间是短暂的，其 $CaCO_3$的溶失也是少量的。可见，浮游有孔虫钙质壳的溶解作用虽开始于水层之中，但主要的溶解作用还是实现于海底之上(见郑连福等，1982)。不同的是钙质超微化石：据试验，一颗赫胥黎艾氏石 *(Emiliania huxleyi)* 在18°C水中每秒钟沉降仅1.6微米，即一年沉降约50米，沉到5000米海底需经成百年，因此不到海底便会溶去，只有通过在粪粒中沉降到海底才能出现于沉积物中 (Honjo, 1976)。

除大小外，有孔虫壳壁结构、壳体形态、壳面特征等都可以影响溶解的速度。因此，不同种浮游有孔虫呈现出不同的抗溶性能，于是在洋底发生浮游有孔虫的"选择性溶解作用"。大体而言，壳体小、壁

表5—5　太平洋中部浮游有孔虫在水层中的沉降时间和溶失量估计表

水　深（米）	壳体大小				（微米）
	＞250（沉积物中）	≥250（浮游样中）	250～177	177～125	125～62
	沉降时间		（天）		
0～1000	0.8	1.3	1.9	3.0	6.3
1000～2500	1.5	2.5	3.6	5.8	11.3
2500～4500	1.9	3.1	4.6	7.7	15.4
4500～5500	1.0	1.6	2.3	3.8	7.7
合　计	5.2	8.5	12.5	20.3	40.9
	重量损失				（%）
0～1000	0	0	0	0	0
1000～2500	0.40	0.06	0.09	0.15	0.3
2500～4500	0.29	0.47	0.69	1.15	2.3
4500～5500	0.04	0.64	0.92	1.52	3.1
合　计	0.7	1.2	1.7	2.8	5.7

（据　Berger　&　Piper,1972）

孔大、壳壁薄、壳面具刺的类型易于溶解，壳体大、壁孔细、壳壁厚而壳面光滑的类型抗溶性较好(Berger, 1970)。例如在大西洋赤道海区表层沉积中，抗溶种肿圆辐虫 *Globorotalia tumida* 等的百分含量随深度而增加，易溶种红拟抱球虫 *Globigerinoides ruber* 却随深度而减少（图5—15）。

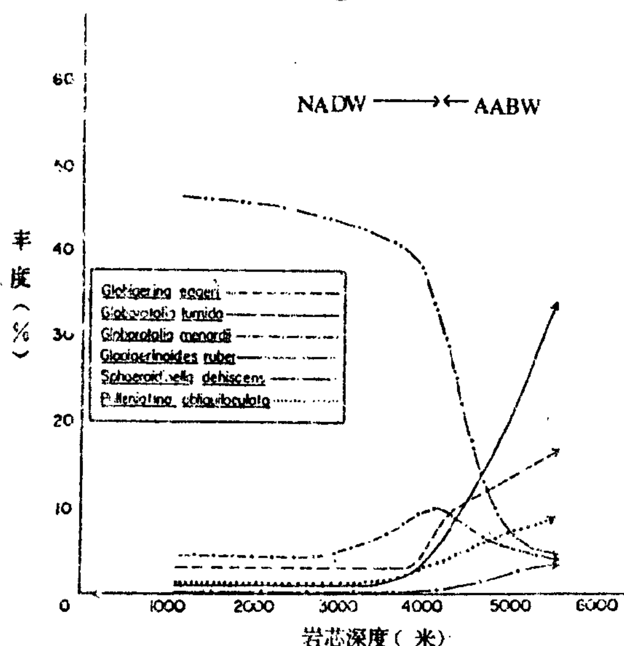


图5—15　赤道大西洋表层沉积中几种浮游有孔虫的百分含量与水深的关系（Ruddiman 1977）。

既然各种浮游有孔虫的抗溶性能不一，其相对含量的消长应能指示方解石溶解作用的程度。为此，Berger (1975) 将现代浮游有孔虫37种按抗溶程度分成9级（见汪品先等，1981），后来(Berger, 1979) 又改为7级（表5—6），用下列公式计算一个沉积样品中浮游有孔虫的溶解指数(FDX):

$$FDX = \Sigma(RiPi)/\Sigma Pi$$

式中 R_i 为第 i 种的抗溶等级,P_i为该种所占的百分比。FDX 值越大,反映溶解程度越深。

对于钙质超微化石来说,同样可以将各个种按抗溶程度排列(表5—7),然后通过和上列公式相同的方法算出超微化石的溶解指数 (Roth & Berger, 1975)。

表5—6 现代浮游有孔虫的抗溶等级

抗溶等级		种 名[注]
抗溶性	1	*Hastigerina pelagica* *Hastigerinella digitata*
	2	*Globigerina rubescenes* *Globigerinoides ruber*
	3	*Globigerinoides tenellus* *Globigerina bulloides* *Globigerina quinqueloba*
	4	*Globigerinoides sacculifer* *Globigerinoides conglobata* *Globigerinella aequilateralis* *Orbulina universa* *Globigerina falconensis*
	5	*Globigerina calida* *Globigerinita glutinata* *Globigerinita iota*
	6	*Globorotalia scitula* *Globigerina digitata* *Globoquadrina conglomerata*
	7	*Globorotalia menardii* *Pulleniatina obliquiloculata* *Sphaeroidinella dehiscens* *Globorotalia tumida* *Globorotalia crassaformis* *Neogloboquadrina dutertrei* *Turborotalita humilis* *Globorotalia truncatulinoides* *Globorotalia inflata* *Neogloboquadrina pachyderma*

(Berger, 1979)

[注]属种名称按本书统一用法,对原文有所改动。

可见,经过选择性溶解作用的过滤,大洋沉积中钙质微体化石群的面貌就相应地改变。同一个浮游有孔虫群,沉降在不同深度的洋底就会产生不同的属种组合(图5—16)。这种区别一方面可用上述溶解指数计算出来,表征其溶解作用的深浅,另方面在对化石群作环境分析时又必须加以考虑,否则会造成古生态解释上的差错。问题的关键在于指示不同温度的种在抗溶性能上也有差异,因此强烈溶解后的热带浮游有孔虫群(抗溶种组合)只剩赤道的类型,而强烈溶解后的冷水浮游有孔虫群则出现极地的面貌(只剩 *N. pachyderma*) (图5—17);同时种的分异度也都下降 (Berger, 1979)。更加明显的是钙质超微化石,由于暖水种(如 *Umbellosphaera tenuis* 等)易溶,冷水种(如 *Coccolithus pelagicus*)抗溶,遭受强烈溶解作用的暖水组合会呈现冷水组合的面貌(图5—18)。

表5—7　现代钙质超微化石的抗溶次序

热带海区	非热带海区
1.*Scyphosphaera* sp.	1. *Emiliania huxleyi*
2. *Discosphaera tubifera*	2.*Cyclolithella annula*
3. *Scapholithus* sp.	3.*Syracosphaera pulchra*
4.*Cyclococcolithus fragilis*	4.*Cyclococcolithus fragilis*
5.*Rhabdosphaera clavigera*	5.*Helicosphaera carteri*
6.*Pontosphaera scutellum*	6.*Syracosphaera* sp.
7.*Cyclolithella annula*	7.*Umbilicosphaera sibogae*
8.*Pontosphaera discopora*	8.*Umbellosphaera* sp.
9.*Syracosphaera* sp	9.*Rhabdosphaera* sp.
10.*Syracosphaera pulchra*	10.*Gephyrocapsa ericsonii*
11.*Helicosphaera carteri*	11.*Gephrocapsa caribbeanica*
12.*Umbellosphaera* sp.	12.*Coccolithus pelagicus*
13.*Syracosphaera histrica*	13.*Gephyrocapsa oceanica*
14.*Umbilicosphaera sibogae*	14.*Cyclococcolithus leptoporus*
15.*Thoracosphaera* sp.	15.*Ceratolithus cristatus*
16.*Gephyrocapsa ericsonii*	
17.*Emiliania huxleyi*	
18.*Ceretolithus cristatus*	
19.*Cyolococcolithus leptoporus*	
20.*Coccolithus pelegicus*	
21.*Gephyrocapsa carribeanica*	
22.*Gephyrocapsa oceanica*	

［注］属种名称按本书统一用法、对原文有所变动。　(Roth & Berger,1975)

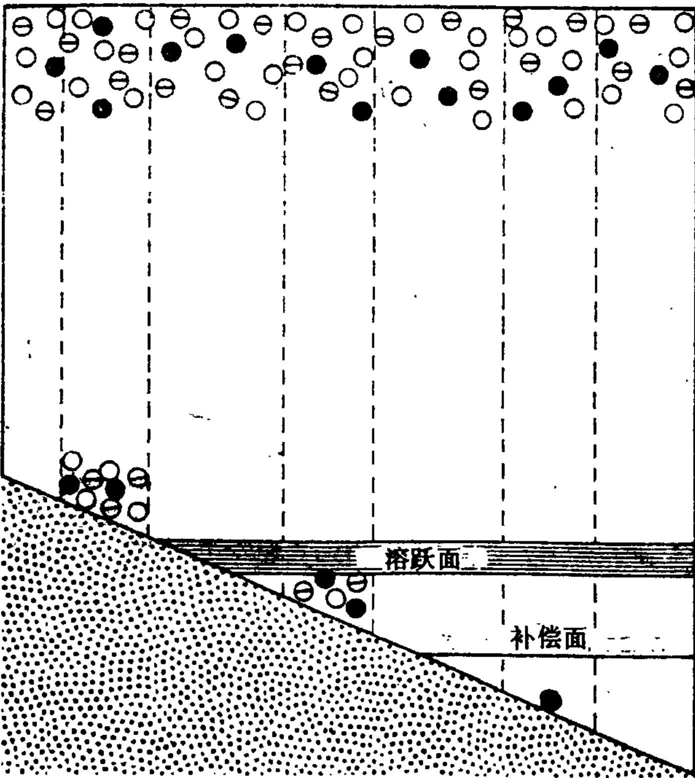


图5—16　浮游有孔虫在深海中的选择性溶解作用示意图
（白圈示易溶种，黑圈示抗溶种）(Bé,1977)

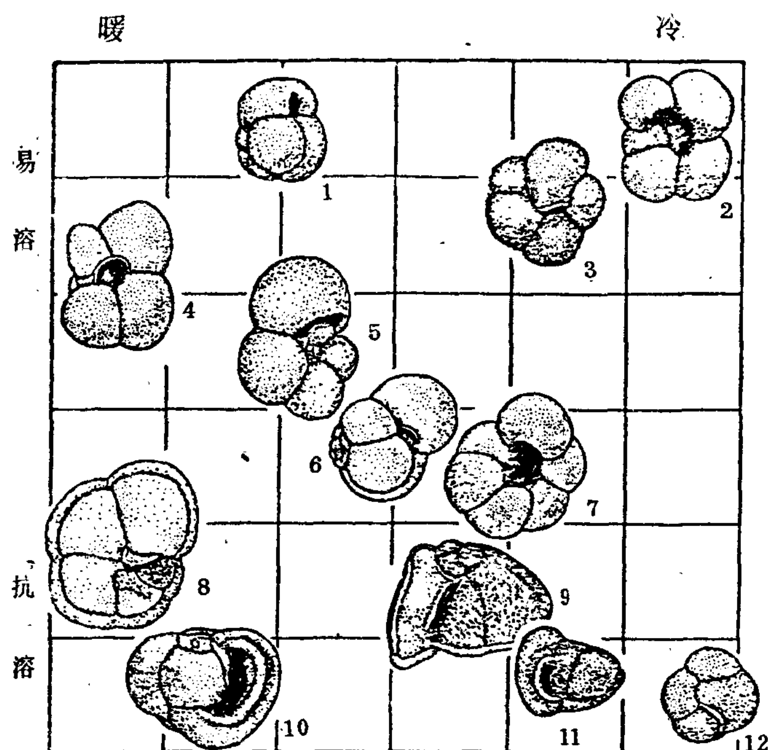


图5－17　现代浮游有孔虫指温性与抗溶性的关系
（转引自 Berger,1979）

1.*G.ruber*　2.*G.bulloides*　3.*G.quinqueloba*
4.*G.sacculifer*　5.*G.aequilateralis*　6.*G.glutinata*
7.*N.dutertrei*　8.*G.menardii*　9.*G.truncatulinoides*
10.*P.obliquiloculata*　11.*G.inflata*　12.*N.pachyderma*

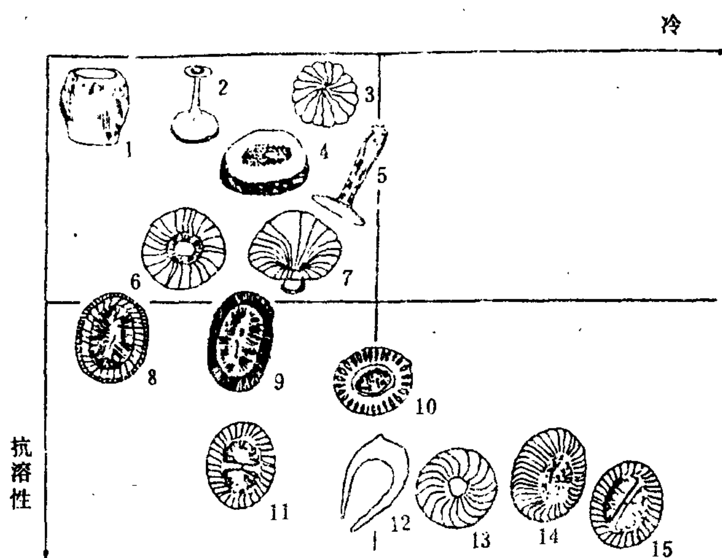


图5—18　现代钙质超微化石指温性与抗溶性的关系
（引自 Kennett, 1982）

(1)*Scyphosphaera sp*; (2)*Discosphaera tubifera*; (3)*Cyclococcolithina fragilis*; (4)*Pontosphaera sp.*; (5)*Rhabdosphaera clavigera*; (6)*Cyclolithella annula*;(7)*Umbellosphaera sp.*; (8)*Syracosphaera pulchra*; (9)*Helicopontosphaera kamptneri*; (10)*Emiliania huxleyi*; (11)*Gephyrocapsa oceanica*; (12)*Ceratolithus cristatus*; (13)*Cyclococcolithina leptopora*; (14)*Coccolithus pelagicus*; (15)*Gephyrocapsa caribbeanica*.

由于钙质超微化石的纤细性，其属种组合因溶解作用而引起的变化在较浅的水层中就已发生，它们对于溶跃层以上的溶解作用比较敏感；浮游有孔虫的属种组合主要在溶跃层以下发生变化，因此适用于指示较深水层溶解作用的差异。至于在接近 CCD处，浮游有孔虫往往几乎消失，但少量抗溶的超微化石种和少量钙质底栖有孔虫尚能保存，故需要用此类超微化石或底栖有孔虫来指示溶解程度。

上述溶解指数的方法也有其局限性。首先它要求对化石作属种鉴定和各种个体的定量统计，十分费时，其次抗溶等级是由现代种根据经验数据得出，难以推广到绝灭的化石种，因而在地层中应用时受到年代的限制。为此需要有简易并且不受属种限制的方法指示溶解程度，这就是"溶解相"。

深海沉积的"溶解相"，早在近百年前就已经由 Murray 等(1891)提出。在深海钻探的初期，许靖华等 (Hsü & Andrews,1970) 曾提出划分五个溶解作用相，后来又通过 Violanti 等(1979)在南大西洋的工作为这五种相的划分提出了实例(表5—8)。这些溶解相的划分只使用陆源碎屑沉积物的百分比和浮游有孔虫(>63微米)的百分比两项数据，并不要求鉴定属种、统计个数，而同样取得指示溶解程度的效果。

表5—8 深海沉积溶解相的划分标准

溶解相	Hsü & Andrews (1970)		Violanti et al., (1979)	
	陆源物	有孔虫	陆源物	有孔虫(>63微米)
未溶相 Alytic	10%	高	(理想化的沉积物)	
始溶相 Eolytic	10%	>10%	<10%	>6%
渐溶相 Oligolytic	10—30%	<10%	<30%	<6%
中溶相 Mesolytic	30—70%	<3%	30—70%	通常<1%
更溶相 Pleistolytic			>70%	通常<1%
全溶相 Hololytic	>70%	0	深海粘土，不含$CaCO_3$	

(Violanti et al., 1979)

表5—9 深海沉积中浮游有孔虫溶解相的半定量标准(最低要求)

序号	标准	大致溶失量，%
1.	有孔虫未受溶解，翼足类保存	0
2.	*Hastigerina* 保存，抱球虫类常有刺 R<5%	~10
3.	具刺型多于无刺型，5%< R <25%	<50
4.	有孔虫组合的均衡度[注]最高。25%<R<50%	50~80
5.	溶解作用明显。完整壳数量>碎片数量，R>50%	80~90
6.	碎片数量>完整壳数量，浮游有孔虫数量>钙质底栖有孔虫	>90
7.	钙质底栖有孔虫数量>浮游(浮游→0)	>95
8.	无完整浮游壳，有钙质底栖有孔虫	>98
9.	仅有钙质有孔虫碎片	>99
10.	无钙质碎片	100

[注]均衡度计算公式是 $E=1-\sum Pi^2$，式中 Pi 为一个种的含量比例。 (Berger & Von Rad, 1972)

Berger 和 Von Rad (1972) 在分析 DSDP 第14航次的钻孔样品时，采用了有孔虫保存状况的半定量分析来确定溶解相，总共可分十级（表5—9）。由于不要求鉴定到种，分级的标准可适用于整个晚第三纪以来的各个时期。需要说明的是表5—9的标准只适用于深海相，否则以钙质底栖有孔虫比例高为特征的"7"、"8"两级完全可以是未经溶解的近岸浅海相。表中所谓"抗溶类型(R)"指一些抗溶种，其含量标准也只适用于热带、亚热带，因为温带组合中 *G.truncatulinoides, G.inflata* 增多，即使在未溶的化石群中 R 值也高。

此外，也可以用不同粒级中浮游有孔虫完整壳和碎片的重量比例 (Berger, 1979b)。或者样品中有孔虫的个数 (Olausson, 1971) 等作为溶解作用的定量标准。

三、方解石溶解旋回

1947～1948年，瑞典深海考察船"信天翁号" (Albatross) 在赤道太平洋东部取上了当时最长的深海岩芯，首先发现岩芯中碳酸钙含量的变化有明显的周期性。Arrhenius (1952) 提出赤道太平洋第四纪地层中有九个碳酸钙旋回，都是在冰期碳酸钙含量高，间冰期碳酸钙含量低。此后在该区的工作证实了 Arrhenius 的结论，Hays 等(1969)查明赤道太平洋区在大约70万年以来的布容期共有八个这样的旋回(图5—19)。

类似的碳酸钙旋回，后来也在其他大洋的第四纪沉积中发现。印度洋的情况与赤道太平洋相似，也是间冰期碳酸盐少，冰期碳酸盐多 (Olausson, 1971)；大西洋的碳酸盐含量却是在冰期时少，间冰期时多 (Olausson, 1971; Gardner, 1975)，和太平洋形成对照(图5—20)。

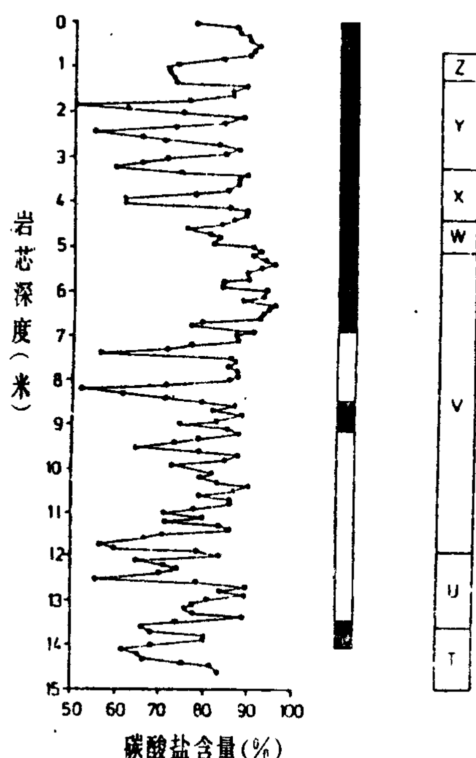


图5—19 东赤道太平洋第四纪沉积中的 $CaCO_3$旋回

(Hays et al., 1969)

左：$CaCO_3$百分含量；中：古地磁年表；

右：Ericson 浮游有孔虫分期

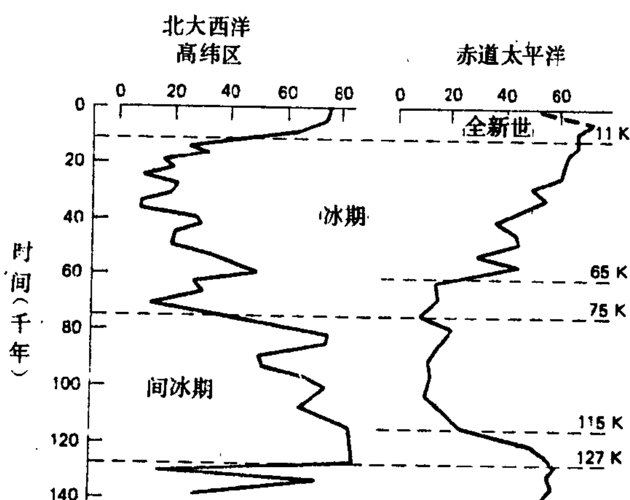


图5—20 北大西洋(高纬度)与赤道太平洋第四纪晚期地层中 $CaCO_3$百分含量的典型曲线

(Luz & Shackleton, 1975)

尽管不同大洋中$CaCO_3$含量的变化趋势可以相反，但是都显示出和古温度旋回步调一致。赤道太平洋的碳酸盐含量和海水古温度呈反比，因此氧同位素值指示温度升高时，浮游有孔虫溶解指数

指示的碳酸盐溶解作用也相应加强。而大西洋的碳酸盐含量却和古温度同时升高。

为什么会出现两种不同的碳酸盐溶解旋回?这是一个尚未完全查明的问题。然而,至少有下列几种与气候相关的因素影响着大洋沉积中碳酸钙壳体的百分比。

1.钙质浮游生物的生产率:冰期时温差大,洋流强盛,可促进生产率上升;

2.陆源物质的供应:冰期时陆地扩展,高差增大,致使陆源物质输入海洋的数量增多;

3.海面升降:冰期时浅海成陆,使海洋中碳酸盐堆积的重要地区(浅海)面积缩小,相应地深海大洋的碳酸盐沉积作用强化;

4.带酸性的底层海水的腐蚀作用:冰期时具腐蚀性的极地水供应加强,使中、低纬度底质中碳酸钙易于溶解。

此外,气候变化和相应的森林发育程度等影响到大洋与大气中 CO_2的含量,也可以使 CCD 发生升降。不过,上述各因素表明气候变化对深海碳酸钙含量的各种作用具有不同的方向,在不同洋区占主导地位的因素不同,就可以产生不同的碳酸盐旋回。注入大西洋的河流流域面积甚广,它比太平洋和印度洋流域面积的总和还多一倍,大西洋每年接受的陆源硅、钙的数量相当于太平洋的六倍左右 (Olausson, 1971),因此冰期时陆源沉积物供应增多,在大西洋显得十分突出,对太平洋却影响不大。同时,注入大西洋的腐蚀性较强的南极底层水,控制着大西洋底的碳酸盐溶解作用,冰期时南极底层水强化使得碳酸盐沉积的数量显著减少。而对于太平洋来说,由于上述海面升降等原因,导致冰期时 CCD 下降;且因洋流增强,使钙质生物生产率上升,于是产生和大西洋相反的趋势。因此,在一定程度上可以说太平洋的是溶解旋回,大西洋的则是冲淡旋回 (Seiboid & Berger, 1982).

既然气候影响深海碳酸盐含量的因素在各海区可以不同,第四纪碳酸盐曲线就不仅在大洋之间互不相同,在同一洋区内也可以有所不同。例如南海北部近3000米水深处晚更新世以来的沉积中,碳酸钙含量在冰期时下降,间冰期时上升,和大西洋相似而与太平洋相反(图5—21)。此例反映了边缘海陆坡区与开放大洋的区别。作为典型的边缘海,南海接受珠江等河流的陆源沉积物在冰期大量增加,因而碳酸盐含量相对下降(汪品先等,1986)。甚至在同一海区,碳酸钙含量变化曲线也可以因地而异。如红海南部水深300米的163号柱状样,显示出在晚更新世向全新世过渡时碳酸钙含量剧增,而在红海中央水深1200米左右的165、166号柱状样中,同一时期的$CaCO_3$含量反而下降 (Olausson, 1971, Fig.29.16)。这种情况在环境比较均一的大洋不应出现,但是在与溶跃层有不同垂直距离的不同地点,最大碳酸盐溶解期的出现也有迟早、久暂的不同 (Luz & Shackleton, 1975, Text-fig.7)。

既然深海沉积中碳酸钙含量曲线(或有孔虫溶解指数曲线)反映着气候旋回,而气候旋回又是第四纪地层划分对比的基础,碳酸钙旋回就自然成为重要的地层学手段。Thompson & Saito (1974) 提出将赤道太平洋区布容期8个碳酸钙溶解旋回自上而下用罗马数码 Ⅰp～Ⅷp 作为标记进行对比(图5—22),或者对碳酸钙含量曲线上的峰、谷用阿拉伯数码冠以古地磁期的第一字母作为标记(图5—23),如布容期的碳酸钙低值自上而下用单数B_1～B_{17}表示,高值用相应的双数表示。第四纪碳酸钙旋回和氧同位素古温度旋回一样已经得到年代标定,它们同样是深海第四纪地层学和古海洋学研究中的常用手段(表5—10)。

四、地质时期 CCD 的重建与升降史

洋底沉积相在垂向(时间)上的变化,不仅与 CCD 的变动有关,也受到洋底构造沉降的影响。洋底岩石圈在离开中脊顶部向两侧扩张的过程中,随着洋底年龄增大和热流值降低,洋底岩石圈冷却变厚,水深便相应加大,洋底水深的增大与洋底年龄的平方根成正比,水深—年龄之间存在着严格的相关关系。在一般情况下,大洋中脊顶部的平均深度为2～3 千米,而大洋 CCD 的平均深度可达4～5千米。因此,中脊两翼的上部接受碳酸钙沉积;当洋底边扩张、边沉降,越过 CCD 以后 两翼

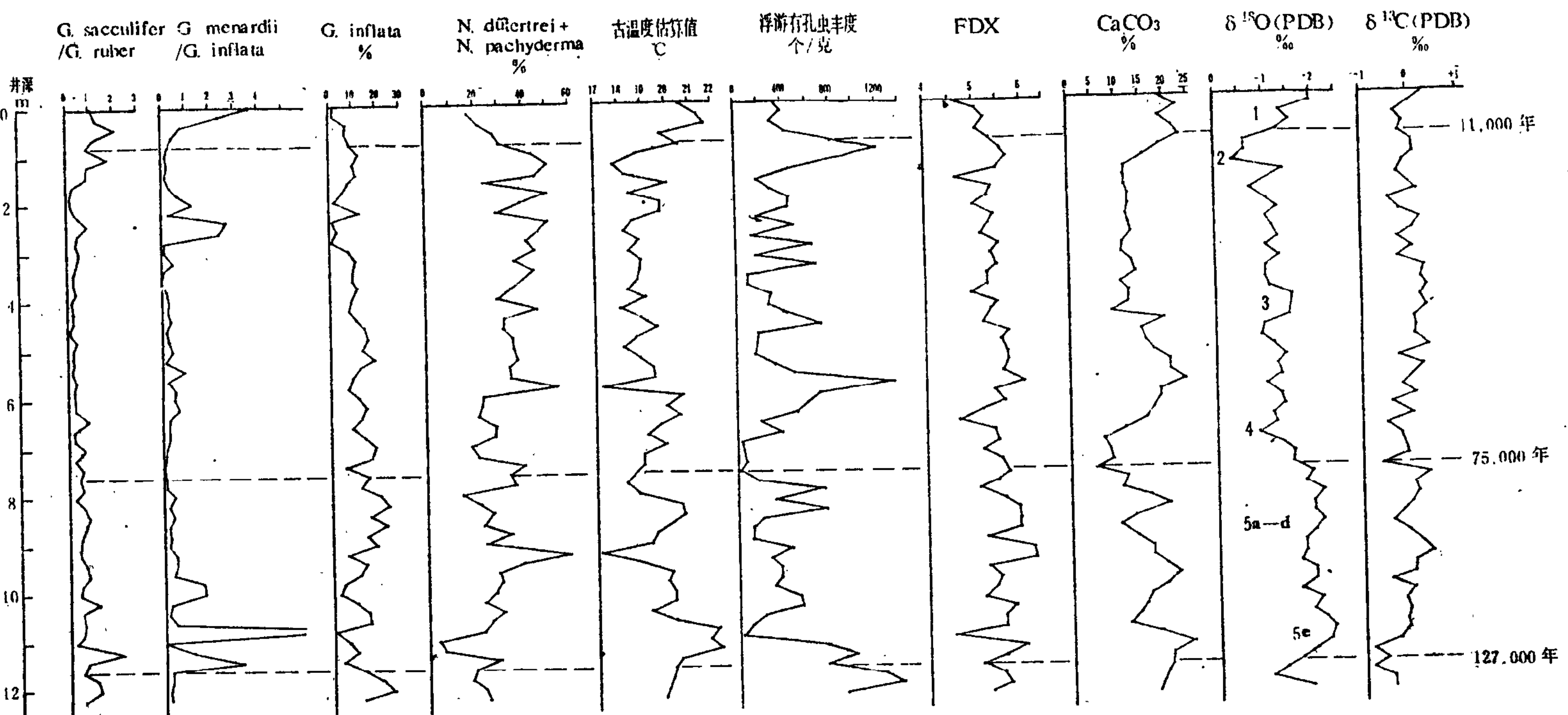


图5—21 南海北部陆坡 V 36—06—3 柱状样(水深2810米)13万年来的碳酸盐含量曲线与浮游有孔虫古温度、溶解指数 (FDX)、氧、碳同位素曲线(*Globigerinoides sacculifer* 壳分析结果)关系图(汪品先等,1986)。

表5—10　太平洋布容期有孔虫方解石溶解旋回和氧同位素温度期的年代对应关系

方解石旋回　Thompson, 1974		氧同位素温度期　Shackleton, 1973	
旋回界面	距今千年数	分期界面	距年千年数
Ⅰp	10±2.5	1～2	13
Ⅱp	124±5.0	5～6	128
Ⅲp	250±3.0	7～8	251
Ⅳp	332±5.0	9～10	341
Ⅴp	425±5.0	11～12	440
Ⅵp	485±5.0	13～14	502

（据 Thompson, 1974 编）

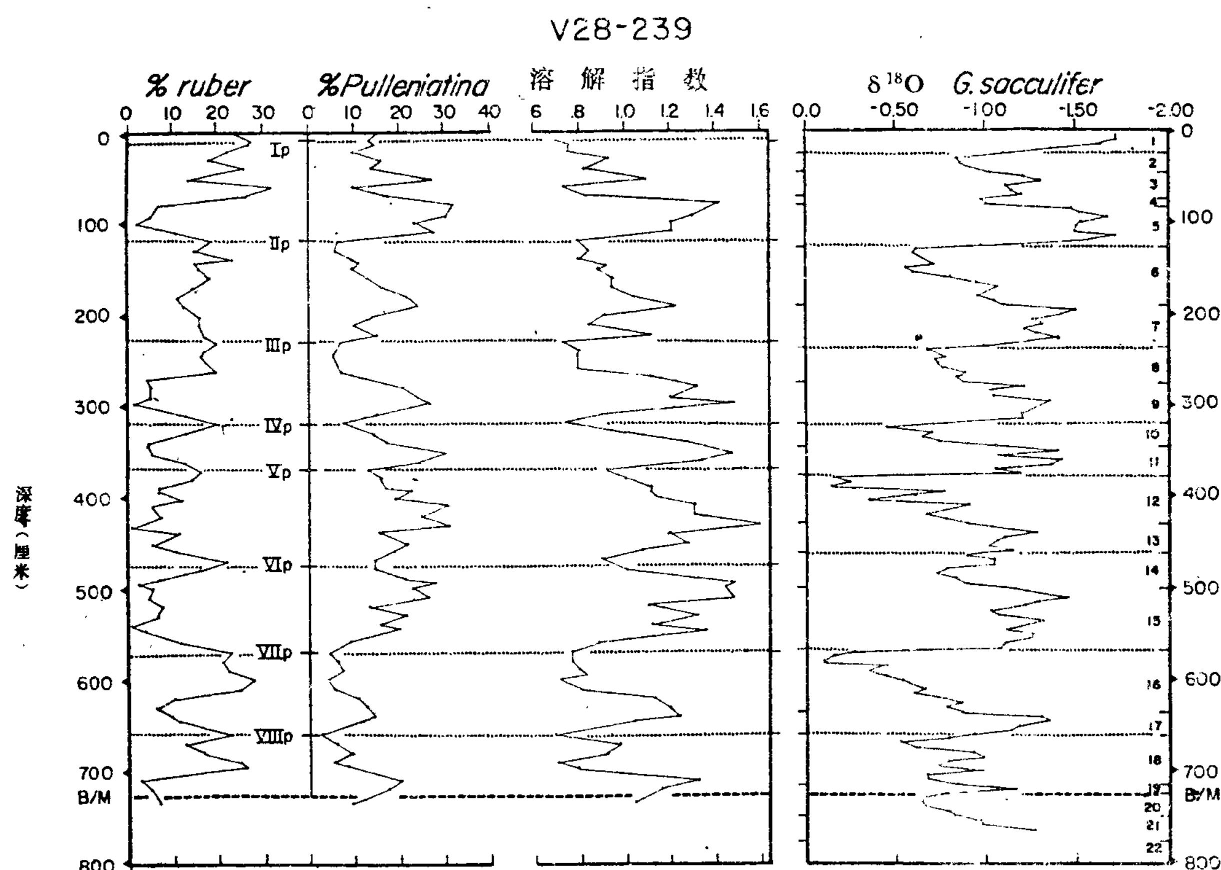


图5—22　赤道太平洋 V_{28}—239柱状样用有孔虫溶解指数划出的布容期碳酸钙旋回(Thompson, 1976).
左边罗马字编号为碳酸钙旋回，右边阿拉伯字编号为氧同位素古温度期；B/M 为布容/松山期界线；红拟抱球虫*G.ruber*(易溶性)与斜室普林虫 *P.obliquiloculata*（抗溶种)相反的含量趋势反映溶解旋回

下部只见硅质或粘土沉积。在远离脊顶的深海钻井中，可以见到由老而新的岩性序列为：玄武岩→富含金属的沉积物→碳酸盐沉积物→粘土和或硅质沉积物(图5—24)。这种随板块扩张而造成的地层相变序列，被称为"板块地层学"(plate stratigraphy)(Berger and Winterer, 1974)，是重建古CCD的重要依据。

深海钻井中钙质沉积物顶部(或上覆非钙质沉积物底面)的年龄，便是洋底岩石圈扩张沉降，通过补偿深度的年龄，深海钻探站位处洋底在当时的古水深，也就是该处洋底的古 CCD 值。某深海钻探站位现代洋底的水深是已知的，根据水深—年龄关系曲线(图5—25)，可以求出该处洋底形成以来任何时期的古水深。试举深海钻探14航次137号钻井为例，该井位于中大西洋，水深5360米，沉积层厚400米，沉积层底部的年龄为10500万年，钙质沉积物顶部的年龄为9000万年。这就是说，该井位处

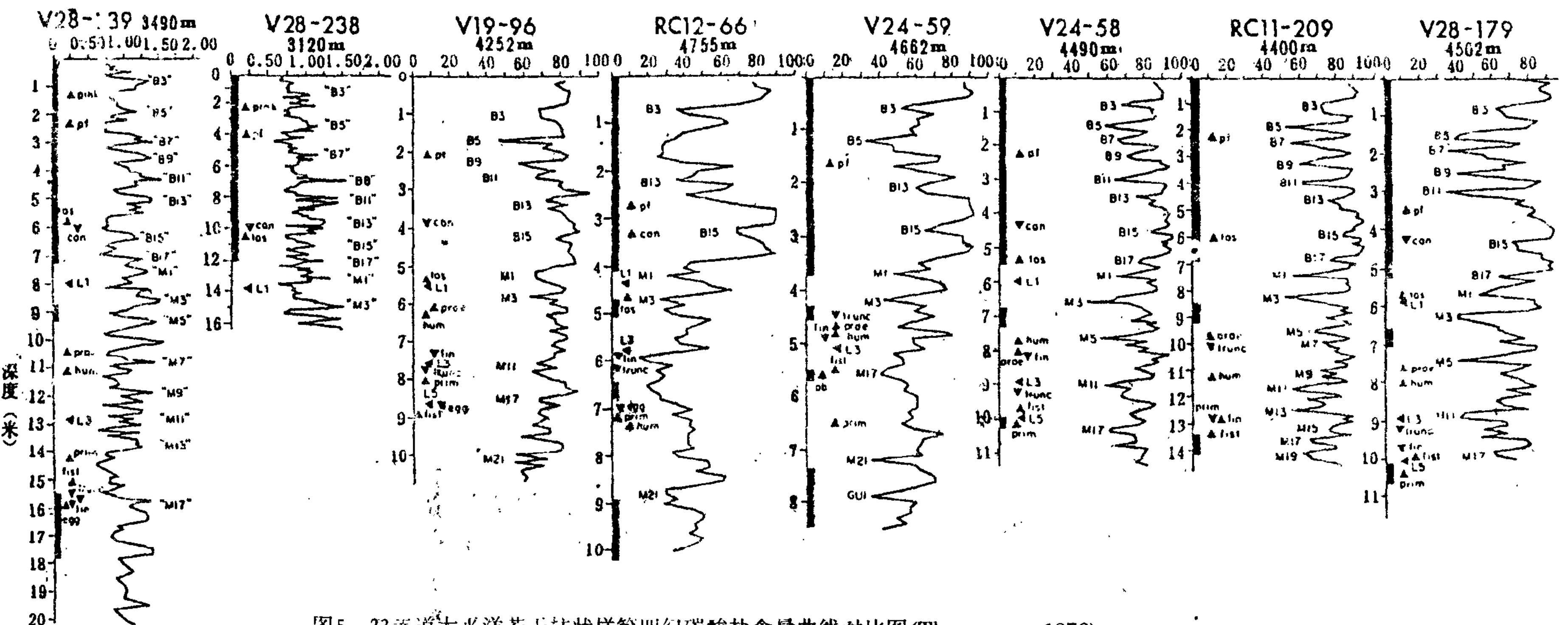


图5－23赤道太平洋若干柱状样第四纪碳酸盐含量曲线对比图(Thompson, 1976)。

pink-*G.ruber* 粉红色个体分布顶界；

pf-*G.pseudofoliata*	顶界；	tos-*G.tosaensis*	顶界；
con-*G.conglomerata*	底界；	prae-*P.praecursor*	顶界；
hum-*G.humerosa*	顶界；	prim-*P.primalis*	顶界；
fist-*G.fistulosa*	顶界；	ob-*G.obliquus*	顶界；
trunc-*G.truncatulinoides*	顶界；	fin-*P.finalis*	顶界；
egg.-*N.dutertrei*	底界；	L1－L6	普林虫 *Pulleniatina* 左旋高峰；

B1-GU3——布容期、松山期、高斯期的碳酸钙低值；"B1"—"M17"——有孔虫溶解指数的高峰，可与碳酸钙低值对比。

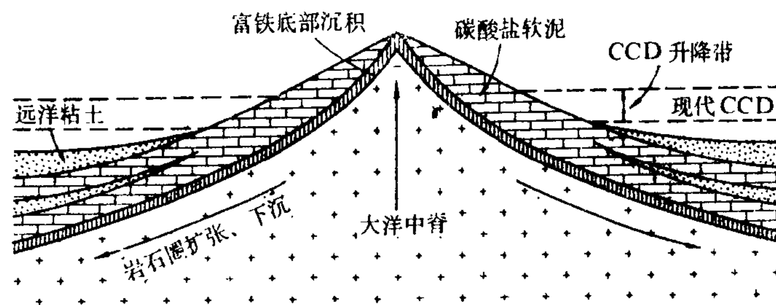


图5—24　板块地层学所显示的沉积相

(引自 Kennett, 1982)碳酸盐岩与远洋粘土的互层系由 CCD 的波动造成

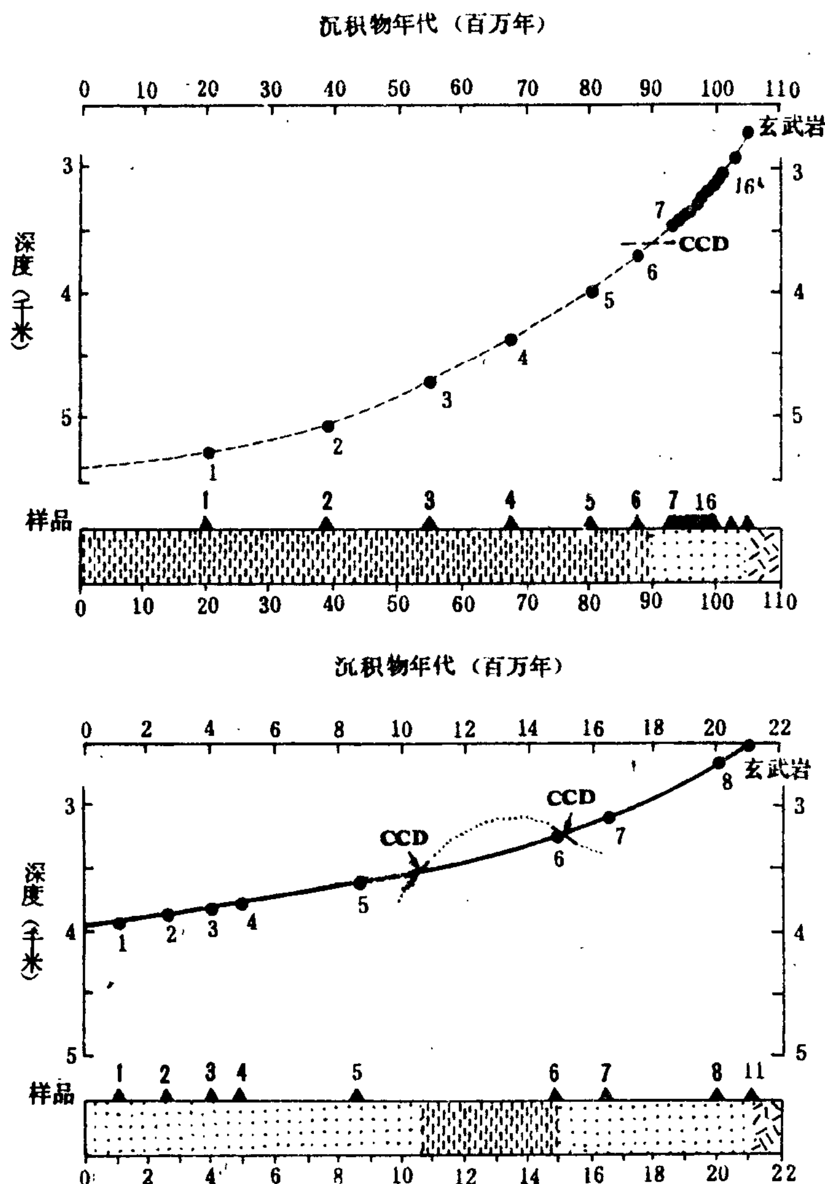


图5—25　利用深海钻井资料与洋底深度—年龄关系曲线确定古 CCD

(Berger and Winterer,1974)

上图表示137号深海钻井的沉积层序与沉降轨迹，下图表示15号深海钻井的沉积层序与沉降轨迹，沉积层序顶面在左，底面在右，点子表示钙质沉积物，短竖线表示褐粘土，乱向线表示玄武岩

的洋底在10500万年前诞生于中脊顶部，随后向洋缘扩张推移并伴随着下沉，在9000万年前洋底越过 CCD.换言之，9000万年前该处洋底位于 CCD 上。根据该井目前的水深(5360米)，除去沉积层厚

度，并考虑到沉积负载下均衡沉陷的影响，按洋底水深－年龄关系曲线（沉降轨迹）就可以求出9000万年前该处洋底的古水深。由此得出，9000万年前的晚白垩世，中大西洋的古CCD 约为3500米（图5—25，上）。如果考虑到在白垩纪大海侵时期海平面约比现代高300米，则9000万年前的古CCD 应在当时海面之下3800米，它比现代 CCD 浅1000余米。图5—25下图所示，则为深海钻探第3航次15号钻井的情况。该井位于南大西洋，基底年龄约2100万年，上覆沉积层主要由钙质沉积物组成，厚140米、钙质沉积层内夹了一层褐粘土。褐粘土顶面与底面（与钙质沉积物相接触）的年龄约为1100万年和1500万年。采用上述方法，可以求出南大西洋15号钻井处1100万年前的古 CCD 为3500米，1500万年前的古 CCD 为3300米。该处洋底在扩张沉降的过程中曾两度与 CCD 交切。在距今1100～1500万年前接受褐粘土沉积期间，洋底位于较浅的补偿深度之下。此后 CCD 逐渐加深，1100万年以来该处洋底位于 CCD 之上，根据同样的原理，利用一系列深海钻井的资料，就可以得出不同海区不同时代的 CCD 值，进而编绘出各海区 CCD 的变化过程（图5—26）。

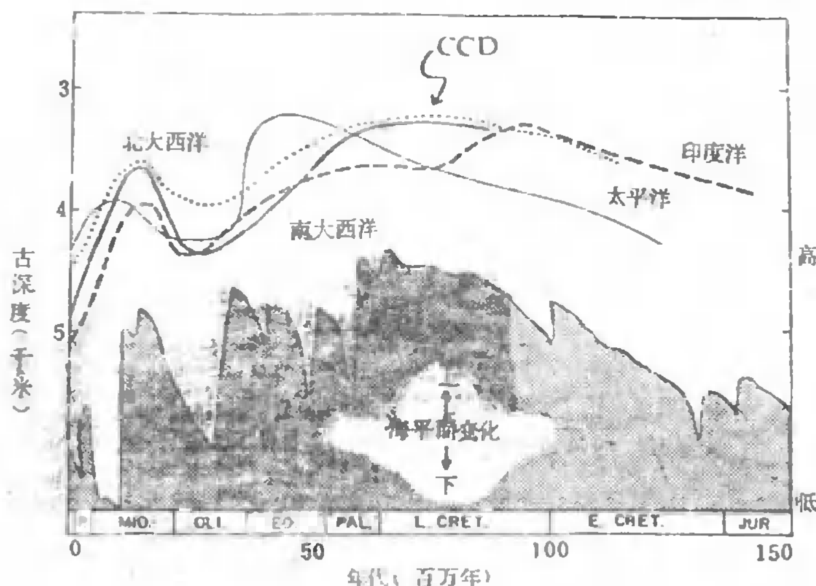


图5—26 太平洋、大西洋、印度洋中生代晚期以来 CCD 的变化曲线和世界洋面升降曲线的比较

（Kennett, 1982 据 Van Andel 1979 编）

由于深海钻探揭示的洋底沉积层最老不过侏罗纪，故难以重建早中生代以前的 CCD 历史。图5—26仅表示中生代晚期以来三大洋的 CCD 变动史，在这期间，CCD 的升降变化十分强烈，最大幅度将近2000米。由图可见，世界各大洋 CCD 的升降趋势大体上是一致的，但相互之间仍有一些不大的差别。白垩纪时 CCD 较浅，一般在3600余米上下。始新世时 CCD 亦浅，在太平洋约为3200米，印度洋约3000米。渐新世 CCD 加深，到渐新世末（约3800万年前），太平洋区 CCD 骤降至4500米，而在印度洋和大西洋下降过程比较和缓。中新世早期 CCD 仍深，到约1000～1500万年前回升到三千余米，在变动曲线上形成一个峰。接着急剧下降到现在的4500～4900米，达到历史上 CCD 的最大深度。

既然各大洋的 CCD 变化曲线相似，中、新生代 CCD 的升降原因应当从全球性因素中去寻找。从图5—26可以明显看出，CCD 升降曲线与世界洋面曲线大致平行，事实上这两者又都与温度曲线大致平行。这就是说，暖期时洋面上升，CCD 也相应抬高，冷期时洋面下降，CCD 相应降低，这在近一千万年来的变冷过程中最为明显。为什么这三者之间存在着相关联系？至今尚无完满的答案。Berger 等首先提出 CCD 与浅海面积的关系，即气候暖期海侵，浅海面积增大，碳酸盐大量沉积

上浅海区，相对减少了大洋$CaCO_3$的供应，于是 CCD 上升，中生代晚期到始新世和中新世中期应属于这种情景。这种解释的实质是碳酸盐物质平衡，因此在 CCD 下降期碳酸钙供应应当增加。但事实上在 CCD 下降的渐新世碳酸盐沉积速率却是低的，可见单用物质平衡的模式难以解释 CCD 升降的原因。另一个值得考虑的因素是浮游生物生产率的变化，在生产率高的白垩纪、始新世等时期大量$CaCO_3$用于壳体，使大洋水$CaCO_3$更不饱和，CCD 于是上升，而 CCD 较低的渐新世生产率也是低的。此外，CCD 的升降还可能与洋流格局有关，如渐新世初CCD 急剧下降可能是因为南极底层水 (AABW) 开始形成，促进世界大洋海水对流，从而使深层海水中的 CO_2减少。沉积速率也会影响 CCD的升降，如近一千万年来 CCD 的下降与沉积速率增加有关。据统计，第四纪的沉积速率比新生代其他任何时期的最高值超出一倍 (Worsley & Daries, 1979)；相反，CCD 的抬升期深海剥蚀作用加强。

第五节 二氧化硅

硅是地球上最丰富的元素之一，是造岩矿物中的主要成分，所以有大量的硅因风化剥蚀作用自陆地携入海洋。海水中的硅呈二氧化硅出现，沉积时主要形成无定形的含水二氧化硅即蛋白石($SiO_2 \cdot nH_2O$)。为了解二氧化硅在海水中循环和溶解的历史，需要首先研究二氧化硅在海水中的贮存。

一、在海水中的分布

和$CaCO_3$不同，海水中的SiO_2从表层到洋底均处于不饱和状态。因此，海水中的硅质壳体如无有机质保护就会被溶去，而海洋中形成的蛋白石沉积是一种生物过程。据苏联Lisitzin的资料(1971)，世界大洋表层每公升海水中含二氧化硅在0.13～1.09毫克之间，其中溶解在海水中的二氧化硅是悬浮在水中生物成因二氧化硅的5至15倍，这些悬浮在海水中的生物成因二氧化硅首先是硅藻，占70%，有时高达90%，其次是放射虫以及硅鞭藻等。

海水中溶解的二氧化硅有以下几种来源。首先是河流带入的大陆风化产生的SiO_2，估计每年为4.3亿吨；海底热水作用产生的二氧化硅不过是它的五分之一或三分之一；海底低温反应产生的溶解二氧化硅，包括蛋白石骨骼的溶解，大洋玄武岩的低温变化，和碎屑二氧化硅颗粒的低温变化，它们所提供的溶解硅总量可多于河流携入的量。在海水中，溶解二氧化硅被生物固定为骨骼，但每年所用去的SiO_2为河流携入量的40～75倍；生物死后在软体氧化腐解时硅质壳也很快被溶解，致使95%的硅质骨骼在到达海底前业已溶去；剩下的硅质壳还继续溶解，尤其在海底这种作用仍在进行。能够从

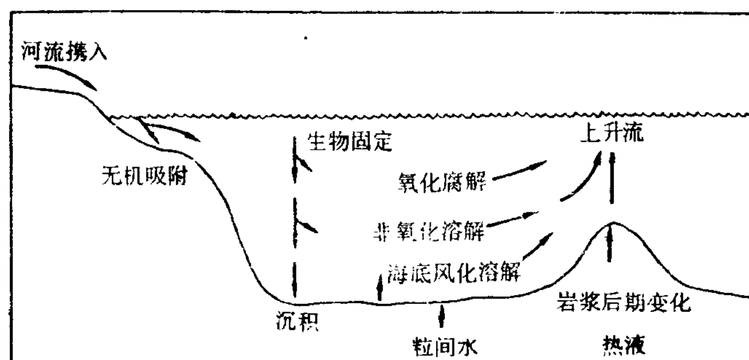


图5-27 海洋中的溶解二氧化硅循环

(Heath,1974)

海水中沉积下来的二氧化硅，主要是生物硅质壳体的埋葬作用，估计每年达10.4亿吨；此外河口区的无机吸附作用约计每年0.4亿吨(Heath,1974)。二氧化硅在海水中的循环，如图5—27所示。

在大洋水层垂直剖面中，表层海水中的溶解二氧化硅因被硅藻等浮游生物大量吸取而含量最低，而大洋深处由于沉积物中硅质骨骼的溶解扩散所用，溶解二氧化硅的含量反而增高。因此，溶解SiO_2的含量曲线呈现出随水深而增大的总趋势(图5—28)。这种垂向分布的趋势还与大洋海水的垂直分层有关，如北大西洋的表层水SiO_2含量最低，中层水中含量增高，北大西洋深层水中又略为减低，而在南极底层水中含量最高(Heath, 1974)。同时，不同洋区海水中的 SiO_2含量亦有差别，如太平洋的海水由于年龄较大西洋的海水老，从海底硅质壳体溶解获得的 SiO_2较多，因此 SiO_2含量比大西洋高，这在图5—28中也可以看出。

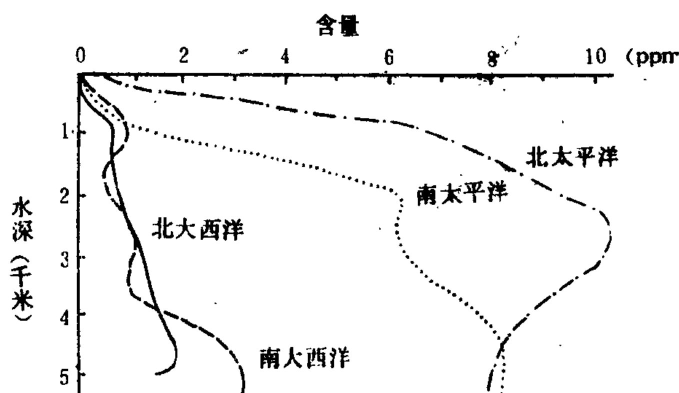


图5—28　太平洋和大西洋海水中溶解二氧化硅含量的垂直剖面(Heath,1974)。

二、沉积物中的分布

沉积物中生物成因蛋白石的含量很难单独测定，只是近年来才提出通过测定其他元素的浓度或与粘土的共生关系等途径，先求得非生物成因 SiO_2的含量并将其从沉积物总的 SiO_2含量中减去，从而得出生物蛋白石的含量(Leinen,1977;Brewster,1983)。据Lisitzin(1978)估算，现代大洋表层沉积中无定形二氧化硅的含量分布如图5—29所示。图上可以看出三个明显的富集带：环南极带、赤道太平洋带和北太平洋带。如果将上述分布和硅质浮游生物的生产率分布图相比(图5—30)，就很容易发现两者之间的密切联系，洋底表层沉积中生物成因蛋白石的富集带，恰好出现于硅质浮游生物高生产率带之下

这三个高生产率带都是上升流发育或不同水团交汇的海区。最重要的是环南极带。该带宽900～2000千米，其北缘在南极辐合区(Antarctic Convergence)，向南逐渐过渡为冰海沉积分布区。世界大洋大约75%以上的蛋白石沉积在环南极带，沉积物中以硅藻为主的硅质生物壳体可占沉积物重量的70%。环南极带有强烈的上升流发育，来自南极或围绕南极的强风将表层水吹向北面，而由富含营养元素的中层水上升补偿，造成特别高的生产率，蛋白石沉积速率高达0.02克/平方厘米·千年。在太平洋赤道带，由于赤道附近海面风的不对称性导致表层海水辐散，随之形成强劲的上升流，也造成高生产率。与环南极带不同，此带的硅质沉积物以放射虫为主，蛋白石沉积速率仅0.00009克/平方厘米.千年。与此带相邻的深洋区由于生产率低，洋底表层放射虫软泥被褐色粘土所取代。北太平洋带还包括鄂霍次克海、日本海和白令海在内，表层沉积中硅质骨骼一般只占沉积物重量的10～20%以下，很少有超过30%的。此带也是硅藻的高生产率区，但由于陆源碎屑物供应过多等原因，沉积物中硅质骨骼的含量并不高。在上列三带之间的广阔大洋，硅质浮游生物生产率和沉积物中硅质壳体所占比例都相当低。

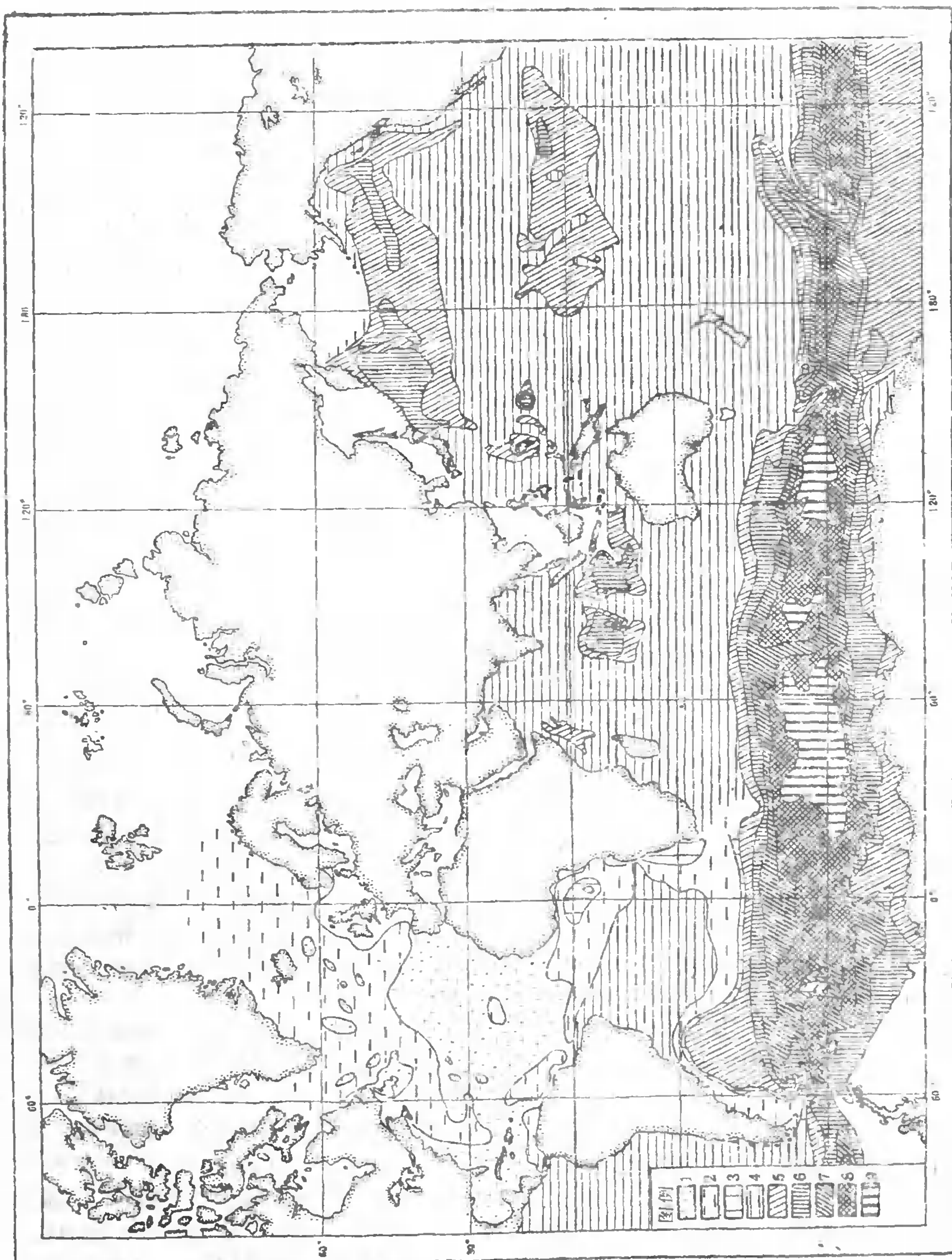


图5—29 世界大洋表层沉积中无定形二氧化硅的百分含量分布图

（据 Лисицын，1978 改编） 无定形SiO_2占干重%：1.<1. 2.1—3. 3.3—5 4.<5(不细分). 5.5—10. 6.10—30. 7.30—50. 8.50—70. 9.>70.

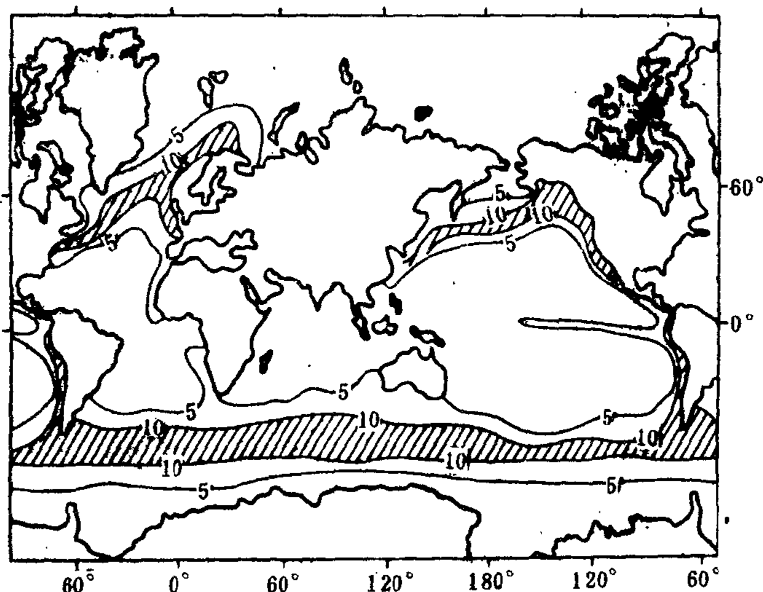


图5—30世界大洋表层海水中硅质浮游植物吸取溶解二氧化硅的速率(克/平方厘米.千年)。
(Schräder & Schuette,1981,据Heath,1974改编)。

由此可见,深海沉积中蛋白石与方解石的分布有着根本不同的机理:方解石的分布主要由化学作用(海洋溶解作用)控制,蛋白石的分布则主要受生物作用(浮游生物生产率)支配。因此,两者在地层中的变化反映着古海水历史的不同侧面。

三、硅质骨骼的溶解作用

在海水中,SiO_2和$CaCO_3$的溶解度都受温度和压力的影响,然而两者的趋势恰好相反。水温越高,$CaCO_3$的溶解度越小,SiO_2的溶解度却越大;压力越高,$CaCO_3$的溶解度越大,SiO_2的溶解度却越小。加上海水表层由于硅质浮游生物的大量繁殖,被提取的SiO_2更多,因此,虽然整个海水层中SiO_2都不饱和,但表层的不饱和尤其严重,这和$CaCO_3$的不饱和程度随水深加剧的趋势正好相反(图5—31)。可见对于二氧化硅来说,不可能存在象碳酸钙那样的"补偿深度"。

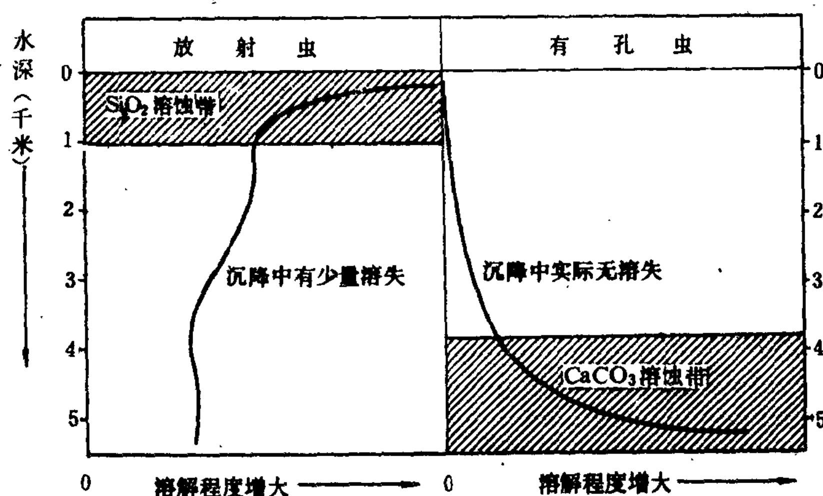


图5—31 放射虫和浮游有孔虫的溶解程度与水深关系对比图

(Berger,1976),据太平洋中部试验数据作出,示硅质壳体溶解作用在浅水区最强,钙质壳体溶解作用在深水近洋底区最强。

由图可见，SiO_2的溶解速度随水深增大而下降，至水深1000～1500米以下才大致稳定。据赤道太平洋中部的计算，大约90%到99%的硅质浮游生物骨骼在沉到洋底前已经溶去，其余的到达海底后将继续溶解，因为沉积物间隙水中SiO_2仍然不饱和。据估计，壳体大小不超过10～60微米的硅藻壳，由于表面积较大，从海面沉到深海底需时上百年，难免在中途溶去。防止溶解的有效途径和颗石藻一样，是在粪粒中沉降。一颗挠足类的粪粒常可含5～20个以上的硅藻壳，只需半月至5个月便可沉到海底，而且壳体受有机质保护更难溶解(Schräder等，1981)。

硅质生物骨骼的溶解性能并不一致。按抗溶性能增强的次序，可以排列如下：

A.硅鞭藻(最易溶)

B.硅　藻

C.放射虫

D.海绵骨针(最抗溶)

由于硅藻的易溶性，故在低生产率的洋区，洋底沉积中可以不含硅藻。然而不同类别的硅藻抗溶性能不等，在水层中所见至少可以分为：A.抗溶类型(如*Chaetoceros* 的孢子)，B.在1000米以下大多溶去的类型(如*Chaetoceros*)，C.壳体强烈硅化而能在深层水中出现的类型(如*Rhizosolenia*)(Schräder,1981)。硅藻的差异溶解作用尚缺乏系统研究，迄今未出现像浮游有孔虫那样的溶解指数方案。

同样，放射虫内部也可以分出不同的抗溶等级。一般说来罩笼虫类易溶，球状的泡沫虫类(collosphaerids,orosphaerids)难溶。为了寻找蛋白石在深海沉积中不同溶解程度的标志，Johnson(1974)对赤道东太平洋水深3000～4000米的表层样进行试验，将样品过筛、去钙后用海水连续冲洗，然后定时测定其SiO_2的溶失量和微体化石组成的变化。由于现代沉积中放射虫和硅藻

表5—11　现代沉积中二十类硅质"化石"的抗溶值

门类	标志性"化石"	抗溶系数 Vi
硅藻	*Asteromphalus* spp.	0
	Ethmodiscus spp.	2
	Coscinodiscus spp.	5
	Hemidiscus	7
放射虫	*Theoconus hertwigii* (Haeckel)	5
	Nyphrospyris rehilta Haeckel	5
	Theocalyptra spp.	8
	Eucyrtidium hexastichum (Haeckel)	11
	E. hexagonatum Haeckel	15
	Eucyrtidium acuminatum (Ehrenberg)	17
	Phaeodaria 碎片	20
	Lamprocyclas maritalis Haeckel	30
	Artostrobiids	34
	Ommatartus tetrathalamus (Haeckel)	34
	Actinommids 刺	36
	Saturnalis circularis Haeckel	39
	Cellosphaerids	45
	Stylosphaera lithatractus Haeckel	65
	Orosphaerids 碎片	70
海绵	骨针	58

(Johnson,1974)

的总种数过多(约超过百种),只选用了20个溶解性能相近,易于鉴定的类别作为标志,其余种均忽略不计。这二十个类别列在表5—11中。经溶解试验后,将某一类溶解前的个数除以溶解后的个数,所得之商便是该类的抗溶系数Vi。然后将Vi值代入下式:

$$DI=\frac{\sum_{i=1}^{20} Ni\ Vi}{\sum_{i=1}^{20} Ni}$$

式中 DI为硅质化石组合的溶解指数,Ni为第i类的化石个数,Vi为该类的抗溶系数。DI值越大,说明该组合所受的溶解作用越强。从赤道东太平洋的分析看,水深较大处(>4000米)的DI值反而较浅处(<3000米)为小,即深处的溶解程度反而比浅处小。可见,控制硅质微体化石保存状况的主导因素并不是深度。Riedel(1959)认为硅质微体化石之所以保存不佳或缺失是由于沉积速率低,在沉积速率不足1~2毫米/千年时便出现这种情况。但这种低沉积速率区通常也处在低生产率的表层水之下,所以主要原因还在于生产率等因素。另外,水动力搬运作用也可以将细小的硅质化石从沉积中搬运出去,使沉积中硅质化石组合的DI值发生改变(Johnson,1974)。

四、大洋生物硅质沉积期和燧石形成

地质历史时期里,海水中溶解SiO_2的含量是不是也和$CaCO_3$一样,有过急剧的变化?

Grunau(1965)和Ramsay(1973)早就指出,无论在褶皱山脉或者在洋底,都可以发现生物成因的硅质沉积形成于一些特定的地质时期。从古远洋沉积的露头剖面看,上侏罗统是最明显的生物硅质沉积形成期。在世界各地,包括美国的阿拉斯加和加利福尼亚,墨西哥、委内瑞拉、波多黎各、摩洛哥、法国、意大利、希腊、土耳其、叙利亚、伊朗和日本都见有晚侏罗世的生物硅质沉积。显生宙主要的生物硅质沉积期,如图5—32所示。

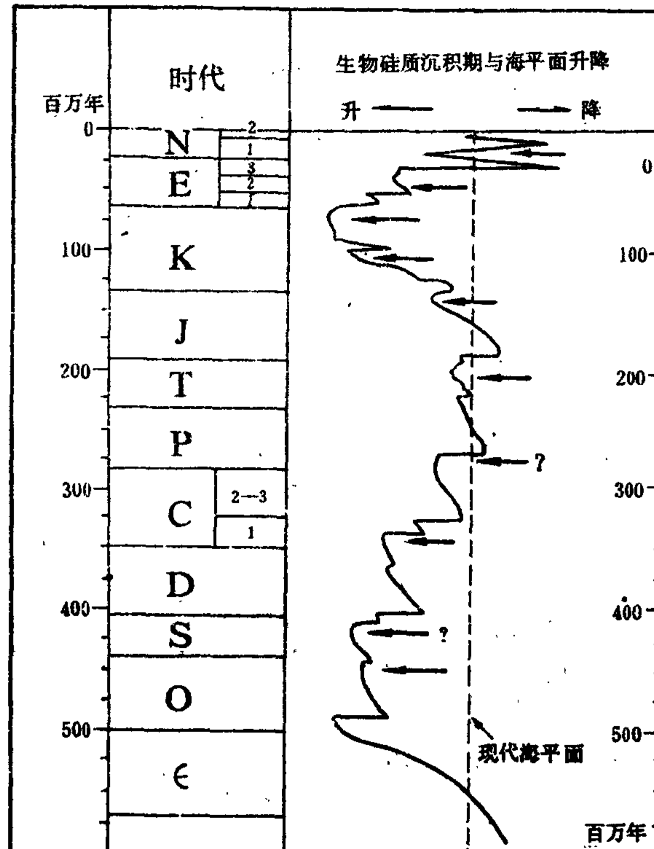


图5—32显生宙主要的生物硅质沉积期与世界洋面升降曲线的关系(Steinberg,1981)。箭头指生物硅质沉积期

生物硅质沉积期的出现，有以下两种解释：或因这些时期对硅质沉积特别有利，是沉积条件决定的；或者是当时大洋SiO_2的平衡与今不同，是物质来源决定的。对此需要作具体的分析。

如前所述，海水中SiO_2的循环主要由生物因素所控制，而最终进入地层的生物成因SiO_2在数量上应与输入海洋的SiO_2相一致。海水中SiO_2的输入主要受两方面影响：一是气候变化可以影响风化作用和河流携入大洋的SiO_2。二是海底扩张速度可以影响热液作用输入海水的SiO_2，可能还影响到海底风化作用向大洋提供的溶解SiO_2，就沉积条件来说，在浮游生物生产率较高的地区，海底沉积物中SiO_2的百分含量主要取决于钙质沉积物或碎屑沉积物的稀释作用。CCD的上升可以使$CaCO_3$从沉积物中除去，相应地提高了SiO_2的百分比；而海退时剥蚀速度升高，进入大洋的陆源碎屑增多，从而使SiO_2的相对含量降低。在显生宙历史上，海侵期大体相当于气候暖期，当时河流携入海洋的SiO_2增多，CCD又趋于上升，于是大洋收入的溶解SiO_2相对增加；此外，海侵期又往往伴随着洋脊扩张速度增大，扩张的加速使热液作用愈加活跃，从而使输入大洋的SiO_2增多，于是有大量生物成因SiO_2沉积出现(Steinberg,1981)。可见，地质历史上大洋水中SiO_2的含量是在变动的，其变动与海面升降相关(图5—32)。当然，即便在同一时期里，硅质沉积的强度亦因地而异。中新世早、中期交界，在北大西洋西侧是硅藻堆积期，而在北大西洋东侧，硅质沉积却十分罕见甚至阙如，这可能是东侧表层海水生产率低下，底层海流强烈所致(Baldauf & Palmer,1986)。总之，这方面的深入研究将为古海洋环境的变迁提供一方面的重要依据。

大洋硅质沉积中颇引人注目的是燧石结核和燧石层。深海沉积中含有燧石，是DSDP早期航次的重大发现之一，还曾给早期的深海钻井工作带来过技术上的困难。

深海钻探表明，各大洋盆地中都产有燧石，一般在海底数百米以下出现。从沉积组合看，只是一小部分硅质沉积变成了燧石，而其余仍为未固结的沉积物。洋底含燧石的沉积物从侏罗纪以来都有发现，但主要出现在始新世末以前的地层中。深海钻孔中揭露的始新世地层，至少有三分之一剖面或多或少地含有燧石，而渐新世以来突然减少。这种突然减少究竟反映了古海水化学上什么样的重大变化，尚待今后的研究查明(Kennett,1982)。

关于深海燧石的形成机理和物质来源，存在着种种不同的假说和争论，比如其SiO_2的来源就有火山作用、成岩作用(蒙托石转化为伊利石时析出SiO_2)和生物蛋白石三种假说，其中以生物来源说流传最广。无论如何，燧石和硅质沉积密切相关，而洋底硅质沉积主要是生物来源，这是不容置疑的事实。而且，时代较新的燧石多分布在上述硅质浮游生物高生产率带。看来，燧石的大量形成应当反映某种古海洋学事件，可能与进入深海区的硅质组分急剧增加有关。对于始新世中期和晚白垩世燧石的形成，Berger(1974)认为与海侵有关。如前所述，海侵时大量$CaCO_3$堆积于浅海，输入大洋的陆源碎屑物减少，因而海水中和深海沉积中SiO_2都相对富集；而海退时(如渐新世)大洋相对地富$CaCO_3$，贫SiO_2。这样，燧石的形成应为暖期。不过对此仍有不同看法，也有人认为深海燧石应形成于凉水时期(McGowran,1978)。

关于深海硅质沉积何时和如何转化为燧石，大洋地层中的燧石与周围造山带地层中的燧石层关系如何，至今尚缺乏一致的认识(Iijima et al.,1983)。从太平洋DSDP第62与69航次在赫斯海隆、太平洋中央山脉和哥斯达黎加裂谷南翼的调查结果看，深海燧石主要为结核状或透镜体状，常产于灰岩和白垩层中或产于其上，应由钙质或粘土质沉积被SiO_2交代而成，太平洋周围造山带(如哥斯达黎加，加利福内亚、阿拉斯加等)所产为条带状燧石层，很少见与灰岩共生，系硅质软泥、次深海粘土、火山灰或砂层通过成岩作用形成(Hein et al.,1983)。在硅质软泥沉积形成后，硅质生物骨骼和壳体进一步被溶解，硅藻、放射虫等生物结构逐渐消失，SiO_2转移到软泥水中。当软泥水中存在着SiO_2的浓度梯度时，SiO_2可沿裂隙或通道从一处迁移至另一处结晶出来。推测如果有石英颗粒作为"种子"(它的溶解度很小)，SiO_2就更易于迁移至石英处晶出，最终可形成燧石结核。通常，这种迁移的距离很

小，输送量也很有限，故燧石的生长速度相当缓慢。在深海地层中，渐新世以来，特别是更新世的燧石十分少见，可见燧石的生长需经历一定时间。有的学者强调，在几乎没有硅质生物残体的火山灰或火山源沉积物中，也见有燧石夹层；推测这种燧石来源于火山玻璃（主要由非晶质SiO_2组成），经脱玻璃作用形成燧石。

不同类型的燧石或硅质沉积，常产于板块发育的不同阶段和不同部位，因此可以将硅质沉积与燧石的形成环境按板块的发育阶段加以分类，这种分类可用来判断燧石层或硅质沉积所反映的板块运动阶段（Siever,1983）。

以上我们分别阐述了古海水化学的几个方面，但是在研究工作的实践中必须牢记：海水是一个整体，各种化学成分之间有着"牵一发而动全身"的密切关系。在新生代的海水中，CCD,$\delta^{13}C$,Sr同位素成分一直有明显的变动，而Li/Ca与Sr/Ca等比值却相当稳定。对于其中某一项化学特征的变化，很容易用某种因素加以解释，如河流的流入量，大陆风化作用，洋底热液作用的变化等等。但是某一项因素的变化必然涉及海水多种化学成分的变动。努力寻求能解释所有这些变化历史的模式，是当前古海水化学研究中面临的课题（Delaney & Boyle,1986）。

第六章　古海洋生产率

以上几章,我们讨论了古海洋学物理和化学方面的问题,除此以外,还有一个重要而复杂的方面——生物古海洋学。古海洋中生物的演化和生产率的演变历史,不仅对于海洋的物理、化学条件产生影响,而且是理解洋底沉积机理和沉积矿产分布规律的重要因素。古海洋学的生物方面比其物理、化学方面的研究更加复杂,要求沉积学、古生物学、有机地球化学、同位素化学等多学科的合作,其研究方法和研究成果都不如物理、化学的古海洋学来得成熟。然而,由于古海洋生产率在理论和实践上的重要性,近年来有关的研究迅速增多,估计在若干年后将会取得重大突破,值得我国科学工作者密切注意。

大洋的生物生产率主要属于浮游生物,因此关于古海洋生产率的讨论先要从大洋中浮游生物的整体演化谈起。

第一节　浮游生物的演化

据人们迄今掌握的资料,地球形成于大约 45 亿年前。当时地球的大气层是一种还原态的气体,由氢、甲烷、氨与水蒸气等组成。由于没有氧,自然也不存在阻挡紫外线的臭氧层。强烈照射的紫外线,加上闪电、火山爆发等自然营力,为原始大洋的化学演变提供了能量。约在地球形成 10 亿年后的化学演化阶段后期,在原始海洋中,出现了有机物。开始是氨基酸和核苷酸之类较小的有机分子,继之形成了具有新陈代谢功能的蛋白体,形成了具有生命的原生体 (protobiont)。最初的生命是异养型的。因为在地球历史的早期,地表由还原态的大气笼罩着,空气中没有游离的氧。当时的生命是在厌氧的异养环境中生活。它们从原始大洋获取有机物,通过厌氧呼吸获取能量。近年来在东太平洋海隆和加拉帕戈斯裂谷等洋底热液区发现的特殊动物群落,包括大型蟹、贝类、长达 3 米的须腕类管等等,其食物链的基础并非进行光合作用的植物,而是依靠化学作用获取能量的细菌。这些细菌将 H_2S 氧化为元素硫或各种硫酸盐类,依靠由此释出的能量将 CO_2 合成为有机物。这是当今世界上所发现的唯一实例,生物群落可以不靠光合作用而生存。这种特殊群落的生存环境可以缺氧气、缺阳光,这对于研究生命起源具有特殊的意义 (Leggett, 1984)。东太平洋海隆热液排出口的细菌,被认为是太古代最早生命的现代类似物 (Corliss et al., 1981)。

最初的生命是非细胞形态的生命。为保证有机体与外界的物质交换,原生体内的类脂分子和部分蛋白质分子逐渐同其他生命物分离,代替水分子界膜,形成细胞膜,出现了细胞结构的生物。目前发现世界上最古老的具细胞结构的化石是南非距今 32 亿年太古代的细菌,以及具叶绿素能营光合作用的单细胞蓝藻。随着蓝藻的产生和发展,大气中的氧气不断增加,这不仅使原始大气的还原状态得到改变,而且在高空形成臭氧层,吸收紫外线,减轻紫外辐射对地表生命的危害,为生命的进一步发展提供了极为有利的条件。从此,大洋中的生命,尤其是浮游生物逐渐繁荣起来,各种类型相继出现 (图 6—1)。在地质历史上,大洋浮游生物的演化经历了三大阶段。

1. 有机质壳浮游生物阶段 (前寒武纪与古生代)

虽然自寒武纪以来底栖生物中出现了好多具钙质骨骼的成员,但就浮游生物而言,自生命出现直至整个古生代,都是以有机质壳类型占优势。最古老的代表为没有核膜或其他细胞器的原核生物和细菌,它们包括 1967 年在南非太古代地层中发现的古杆菌和古球藻。尔后出现的浮游生物为绿

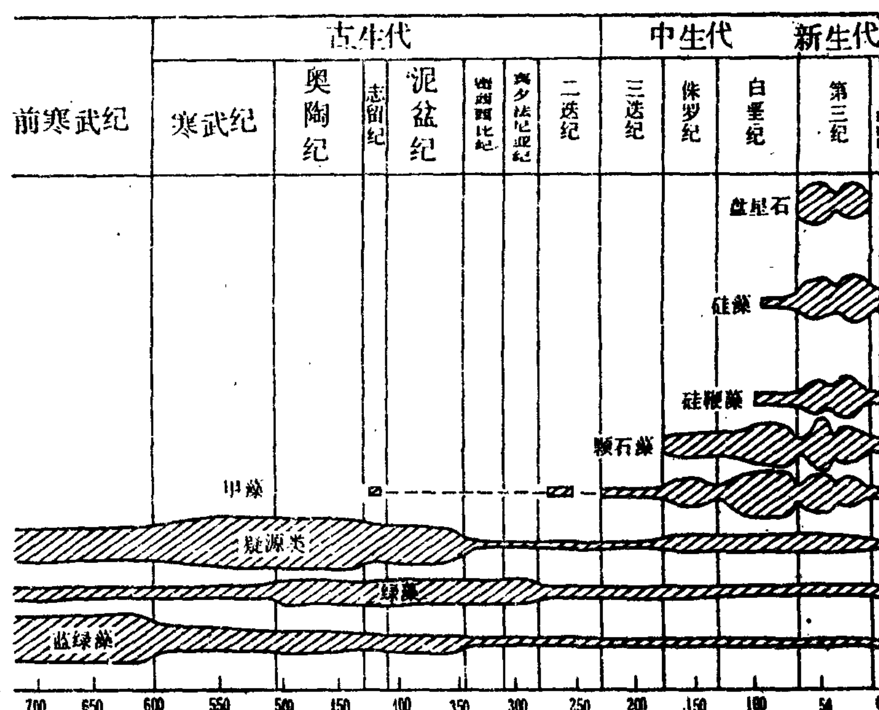


图 6—1 浮游植物重要化石门类的地史分布和丰度变化

(Tappan and Loeblich, 1971)

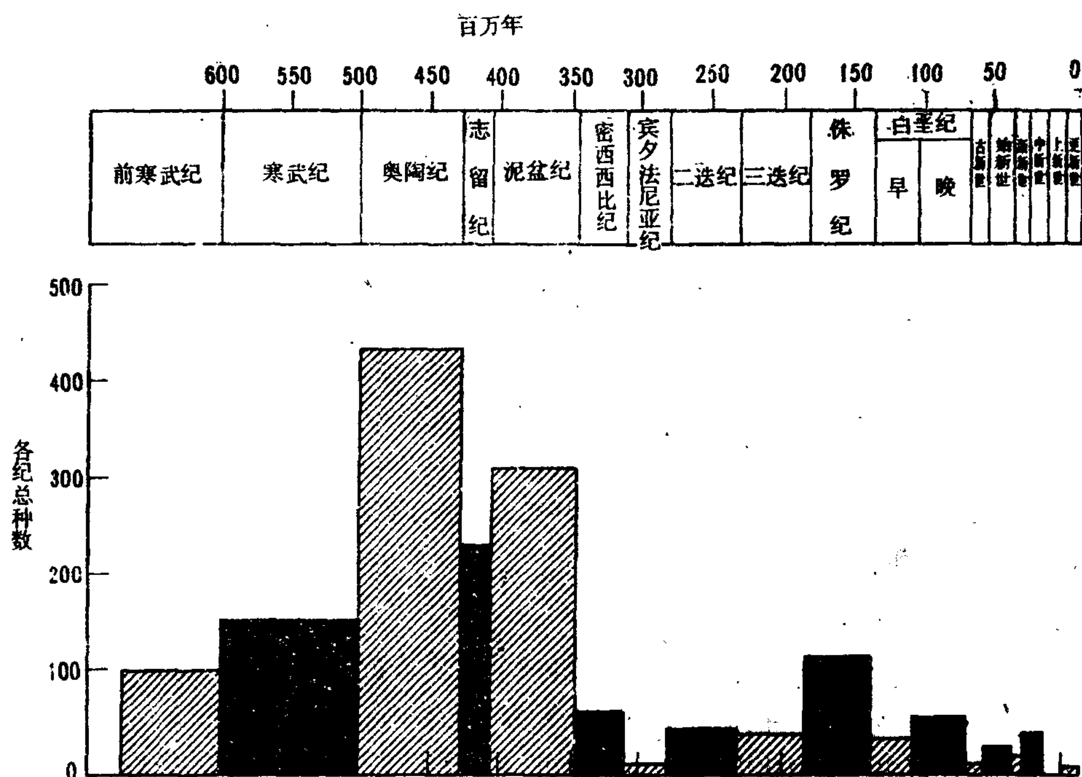


图 6—2 各地质时期疑源类已描述种的分异度

(Tappan & Loeblich, 1973)

藻、几丁虫和疑源类等。据说在澳大利亚距今 10 亿年的地层中已发现单细胞绿藻化石，这些化石胞核极其清楚，说明它们已经是真核细胞。疑源类是一类亲缘关系不明的生物，在前寒武纪和早古生代地层中为数不少（图 6—2）。志留纪时，又出现了另一类分泌有机质壳的甲藻（图 6—3）。此外，

在寒武纪出现了磷酸盐质的牙形刺动物，在奥陶纪还出现了硅质成分的浮游生物——放射虫（图6—4）。

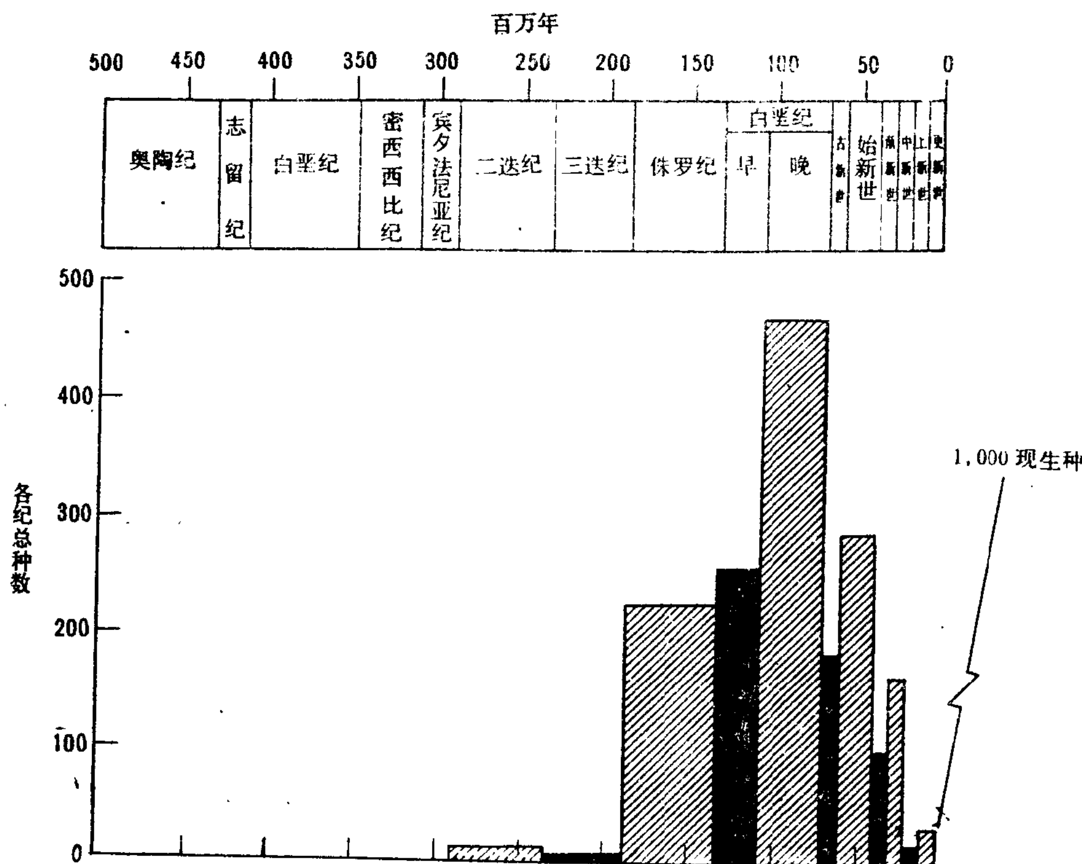


图 6—3　地质时期已描述甲藻的种数

(Tappan & Loeblich, 1973)

2. 钙质壳浮游生物阶段（中生代）

中生代后期的大洋中以钙质壳浮游生物占优势。侏罗纪时，钙质超微浮游生物（颗石类和微锥石类）与浮游有孔虫相继出现（图 6—5，图 6—6）。两者发展均甚迅速，在白垩纪大量产出，形成广布的颗石和有孔虫软泥。但在白垩纪末它们的数量一度下降。晚白垩世出现了文石壳的翼足类和钙质甲藻。虽然钙质壳的丁丁虫（图 6—7）在奥陶、志留和泥盆纪等地层中均有报道，但数量丰富的时期只限于晚侏罗世和早白垩世。

3. 硅质浮游生物增多阶段（新生代）

继放射虫出现后，在中生代后期又出现了硅质的浮游植物，包括硅藻（图 6—8）、硅鞭藻（图 6—9）和部分甲藻。具硅质骨胳的浮游生物在新生代的海洋中占有重要优势。

从上述海洋浮游生物的演化中，我们可以看出，不仅各门类生物演化出现波状起伏，而且整个浮游生物的演化发展也是不平衡的，这在海洋生态系的演替上也得到反映。

当某类生物占据并适应某一海域后，起初往往属种单调，生物个体小，以较低等的生物占优势，这些生物具有较高的生产率，但总的生物量却很低，容易受外界环境影响。以后生物种类不断增强逐渐出现较高层次的生物，生物个体变大，生产率逐渐降低，但生物量却增高，区域内生物间依赖性增强，生态系稳定性也相应增加。生态系发展的这种过程称作演替，演替发展到一定阶段后，这

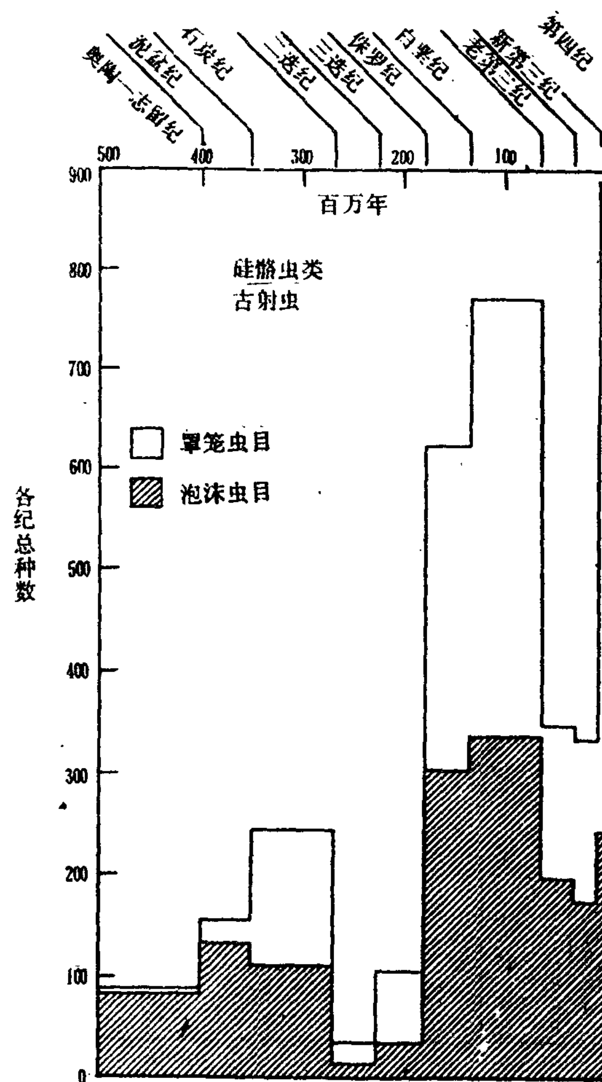


图 6—4　地质时期硅骼虫类放射虫已描述种的分异度

(Tappan & Loeblich, 1973)

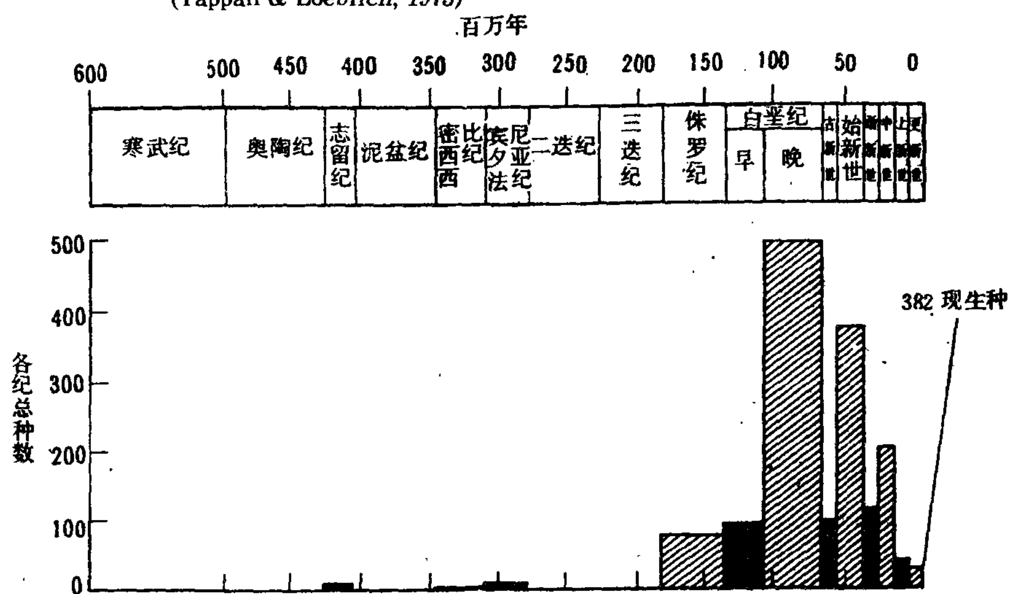


图 6—5　地质时期钙质超微化石已描述种的分异度

(Tappan & Loeblich, 1973)

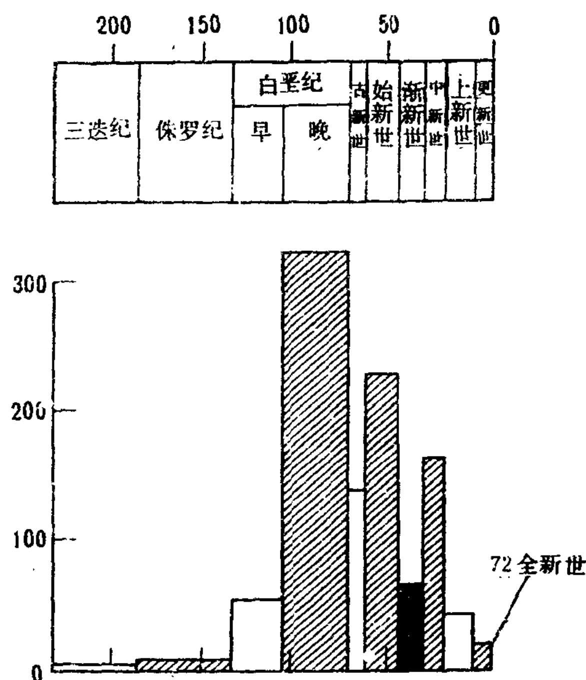


图 6—6　浮游有孔虫已描述种的分异度

(Tappan & Loeblich, 1973)

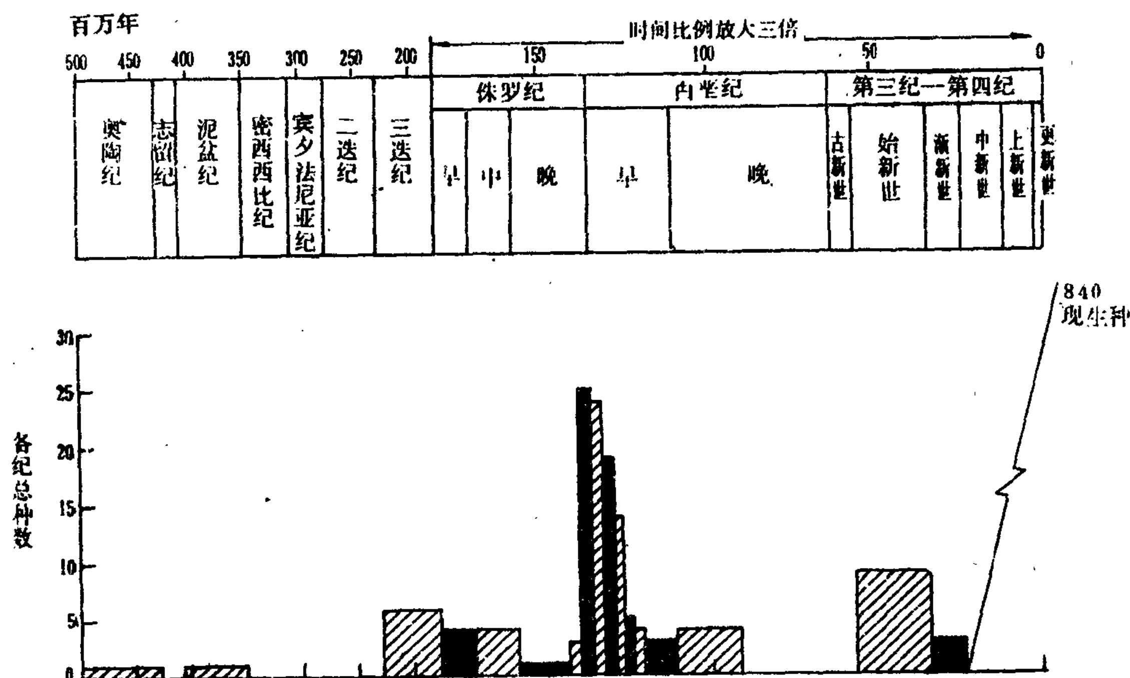


图 6—7　几丁虫已描述种的分异度

(Tappan & Loeblich, 1973)

态系就达到一种相对稳定的动态平衡顶极阶段。随着演替的继续，老的生态平衡受到破坏，生态系又将开始新的演替过程。至于演替变化的原因，在不同阶段、不同程度上是生物(生物演化)、化学(大气成分、海水成分演变)和地理(海陆布局)等作用的反映，同时各种等级的生态系之间也会相互影响。

Tappan 和Loeblich (1971,1973) 的研究表明：就全球范围而言，大洋生态系在显生宙主要经历了三个演替周期：1.前寒武纪—寒武纪→奥陶纪—志留纪→泥盆纪末；2.侏罗纪—早白垩世→晚白垩世→白垩纪末—古新世初；3.古新世→始新世。这就是说，在前寒武纪—寒武纪、侏罗纪—早白垩

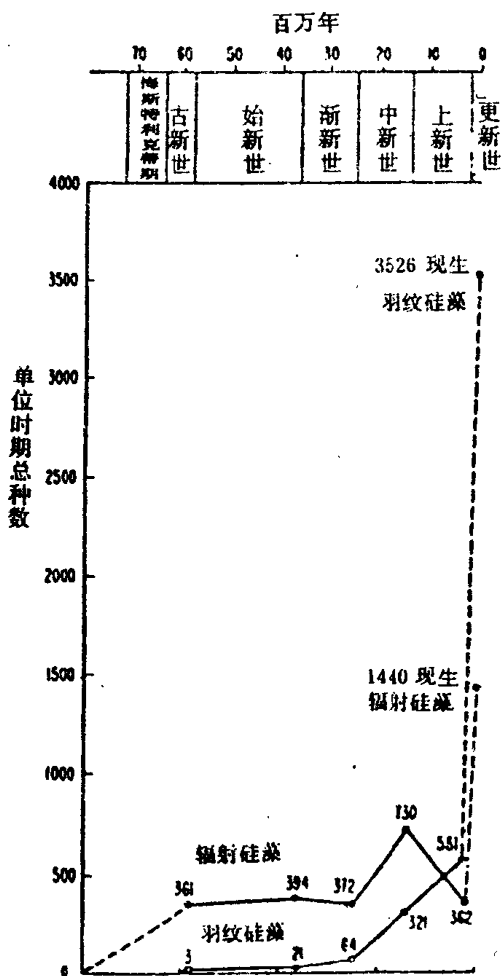


图 6—8 第三纪硅藻种数的波动

(Tappan & Loeblich, 1971)

各时期末所标点子上的数字为该时期的总种数。

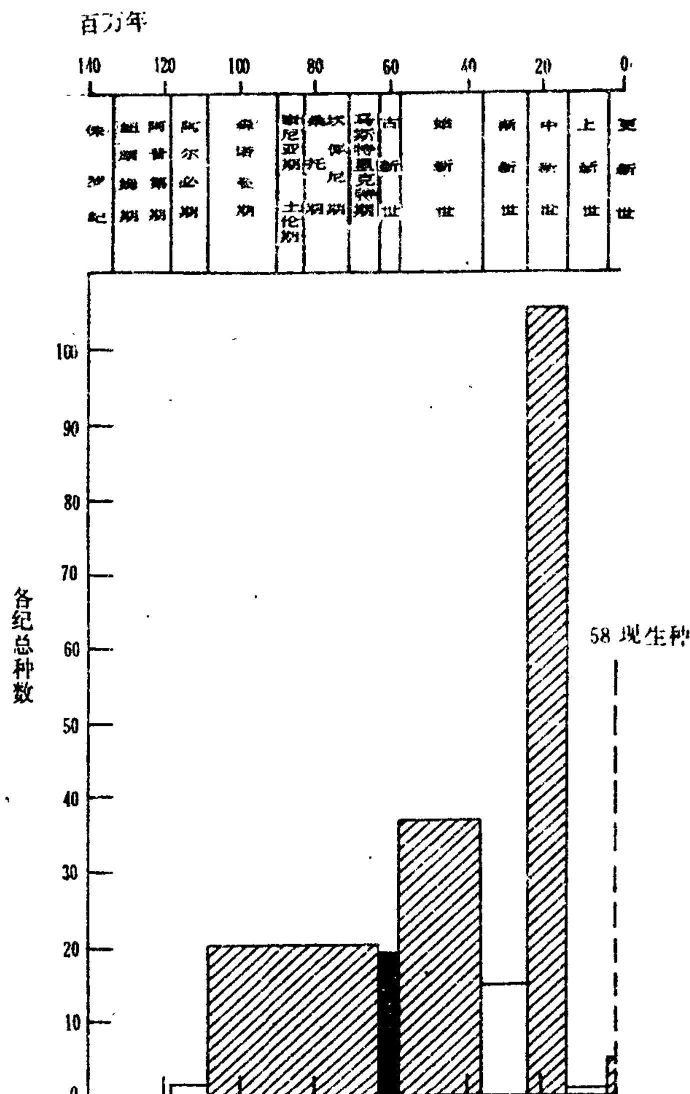


图 6—9 硅鞭藻已描述种的分异度

(Tappan & Loeblich, 1973)

和古新世时，大洋中为幼年的海洋生态系。其中浮游植物丰富、产量高，但总生物量相对较低；个体小，寿命短，成熟迅速，分布广泛；食物链短，往往缺乏较高层次；浮游动物以滤食者 (filter-feeder) 为常见；生物间竞争剧烈；生物分异度和均衡度均低，优势度高；生物化学的分异度也低。而奥陶纪—志留纪、晚白垩世和始新世时，大洋具有成熟中的海洋生态系。浮游生物的分异度增大，产量下降，而总生物量却上升；个体大，寿命长；缺少滤食者，多见食碎屑者；生物的共生、捕食和寄生现象增多；结构比较稳定。至于泥盆纪末、二迭纪—三迭纪和白垩纪末—古新世初诸时期处于瓦解阶段的海洋生态系，生产率和分异度均明显下降，和上述各期形成对照。

必需指出，Tappan & Loeblich 的上述意见只就浮游生物的演化规律来谈大洋生态系的历史、近年来对地质史上罕见事件的研究表明，象白垩纪末发生的剧变可能由地外因素引起，造成大洋生态系的急剧变化（见第七章）。如果在较短的地质历史时期中考察某一门类浮游生物的演化速率，就很容易看出古海洋环境与生物演化进程之间有着息息相关的联系，以晚第三纪的浮游有孔虫为例，如果以新种产生与旧种绝灭的分异度变化来表征演化速率，就可以看到六个急剧演化期，它们几乎都和古海洋学事件相关，如环南极洋流的建立、中新世末事件，北半球冰盖开始形成，赤道逆流形成等等（Wei & Kennett, 1983;1986)。将北大西洋、北太平洋侏罗纪中期以来浮游有孔虫、菊石、沟鞭

藻、硅鞭藻和钙质超微化石五个门类的分异度变化与海底扩张速率作相关分析，则发现生物演化的速率和海底扩张的变化具有强烈的相关关系 (Rich et al., 1986)。可见，古海洋学为生物演化的研究开拓了新的境界。

第二节　大洋生产率

古大洋生产率的研究，在地质学来说是一项新课题。鉴于本书的对象以地学界为主，有必要对现代生产率及其测定的一些现代生物学问题作一简单介绍。

一、现代生产率

所谓生产率，是指生物在能量循环过程中固定能量的速率，即单位面积、单位时间内所产生有机物的量，通常用卡/平方厘米·年的能量或克/平方米·年的有机碳或干有机物来表示。根据生物的层次类型，生产率有初始生产率和次级生产率之分。初始生产者为营光合作用的浮游植物。虽然细菌的光合作用和化学能合成作用对初始生产率也有贡献，但一般意义不大。次级生产者为食用浮游植物的浮游动物，比如有孔虫和放射虫。

从某种意义上说，大洋的生产率实际上就是浮游生物的生产率。因为生物能量的根本来源是太阳，而太阳光在海水中的穿透能力会随水深增加、浮游生物及其他颗粒物的吸收而逐渐消失，底栖生物所得无几，因而底栖生物对大洋生产率的贡献也就极其微薄。通常以光照补偿点的深度作为生产带的下限。光照补偿点的深度相当于植物呼吸作用和光合作用相等处的深度。该处的光照强度随浮游生物的种类、生理状态和环境因素变化，而不随光照的时间变化. 通常人们取全光照强度的1% 为该处的光照强度。多数大洋区该点的深度为 120 米左右。但我们还须指出，光合作用与光照强度并不呈简单的正比关系。在较低的光照强度下，光合作用与光照强度呈直接的线性关系。随着光照强度的增加，光合作用会呈现饱和现象，超过饱和点光合作用便不再随光照强度的增加而增加；在更高的光照强度下，光合作用受到阻碍，其速率反而比中等光照强度下低。

现代大洋的初始生产率约为 20～400 克碳/平方米·年，即每年每平方米上 20～400 克有机碳、平均约 50 克碳/平方米·年。虽然各大洋均被一片海水覆盖，但与大陆一样，它们的生产率分布甚不均匀(图 6—10)。许多大洋区生产率很低，水质贫瘠，犹如陆上的"荒漠"，有的远洋区仅 20 克碳/平方米·年左右；有些海区很高，如陆缘处一般为 80～240 克碳/平方米·年；上升流区最高，犹如陆上"绿洲"，生产率可达 400 克碳/平方米·年、有的甚至可高达 2000 多克碳/平方米·年，如印度洋阿曼湾 (Raymont, 1980;怀梯克, 1977)。

Rashid (1985) 认为，海洋初始生产率 (以碳含量计，下同)在开阔大洋中平均每天每平方米面积上为 50～100 毫克，在浅海为 500～1000 毫克，而有大型藻类生长的海岸区可达 33,000 毫克，在上升流区 (如秘鲁岸外)也可以高达 11,740 毫克。世界大洋总生产率 (以碳含量计) 每年为 150～550 亿吨；河流每年从陆地输入海洋的有机物约为 7 亿吨。光合作用产生的有机物，大约90～95% 很快被用于食物链，在海水的上层循环；而不到 10%甚至不足 1% 的有机物可以呈溶解状态或颗粒状态留在海水中不再循环，其中一部分可进入海底沉积而有可能载入地质史册。海洋沉积中有机碳总量估计为 7.3 到 9.9 千万亿吨 ($7.3\sim9.9\times10^{15}$吨)，在深海中有机物含量较低 (<0.5%)，在浅海中可以较高 (3～5%)。

是什么因素造成了大洋各区生产率的差异呢？虽然营养、光照强度、温度、洋流、局部气候、雨量和离岸距离等均可例举，但其中最关键、最根本的当推营养元素的丰富程度，而且各种因素往往互相牵制。其中温度的作用相当复杂，如在温带，与冬季低光照强度相关的低温可导致该区生产率的下

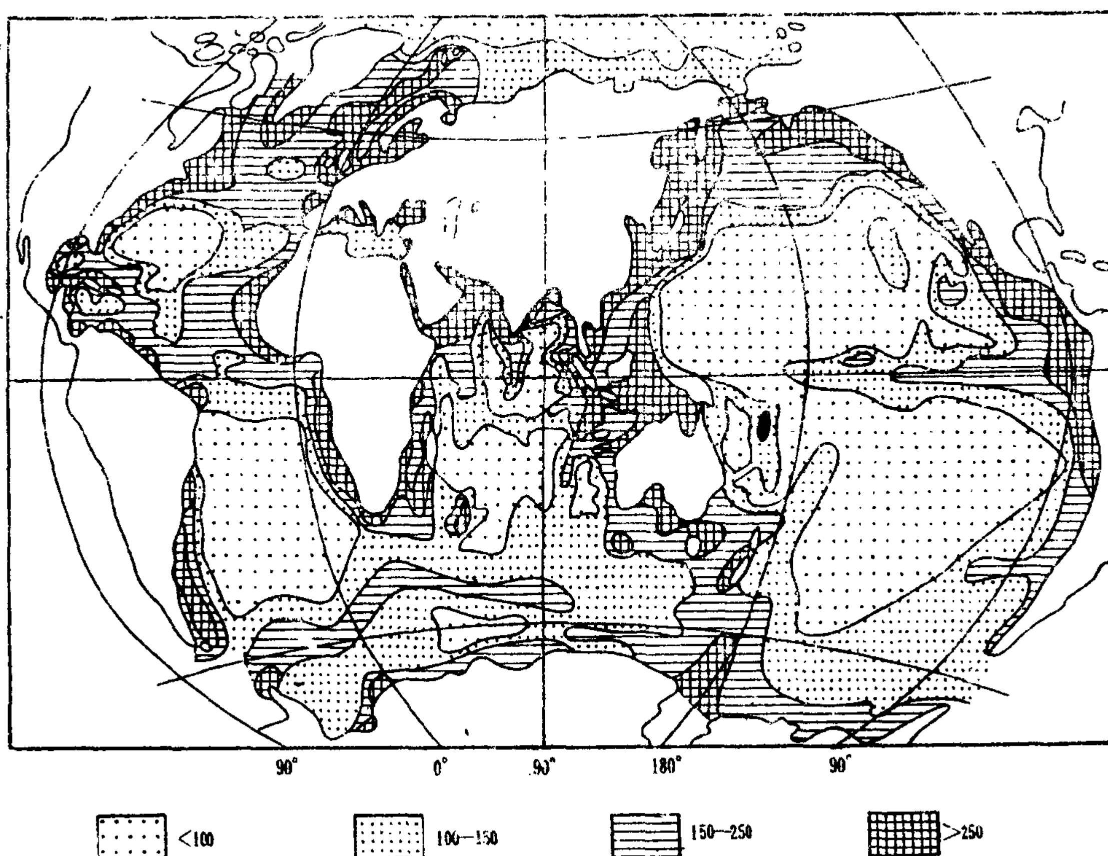


图 6—10 世界大洋初始生产率的分布

(Parsons & Takahashi, 1973;转引自 Raymont, 1980)
图例中数字的单位是毫克碳/平方米/日

降;而在热带,高温导致海水成层分布状态强化,由于海水温度升高导致其粘滞度降低,悬浮物(包括养分)的沉降速率增加,造成养分损失,也会引起生物生产率下降(怀梯克,1977)。在热带和亚热带海区,由于生态条件的季节性变化,生物的生产率也相应变化。如巴拿马湾水深 10 米处在上升流盛行季节的生产率为 30 毫克碳/平方米/日,而雨季仅 12 毫克碳/平方米/日。该处年产量为 180 克碳/平方米,其中约有一半是上升流季节生产的 (Smayda, 1963, 1965, 1966; 转引自 Raymont, 1980)。

与热带、亚热带一样,营养状况也是温带生产率高低的一个关键。无论缺少磷酸盐或硝酸盐,均会使生物的生产受到阻碍。在温带区,光照强度的重要意义更加明显。在冬季,由于光线较弱,生产率往往很低;而随着夏季的到来,初始生产率明显随太阳光强度的增加而增加。

总的说来,世界大洋的高生产率主要分布于上升流区,比如:南极大陆周围海区,北大西洋和北太平洋及北极部分海区,赤道太平洋附近,以及某些大陆的西海岸。此外,近岸区的生产率较远岸区高(图 6—11),而远洋区最低。

以上所说的都是无机环境因素对生物生产率的影响,但作为自然环境中的成员,生物之间的相互关系也会对生产率产生影响。生物与生物、生物与无机界之间相互联系、相互作用,彼此间进行物质能量交换而构成一个动态平衡的系统,这就是生态系统。它通常包括生产者、消费者、分解者和无机环境四大部分。除去其中的无机环境部分,便是人们通常所称的食物链或食物网。随着低级的生物为高一级的生物食用,能量沿食物链不断循环流动,食物链上的这种位置称为营养级。在能量流动过程中,级与级之间的能量利用是很不充分的。一般认为,后一级的生物往往只利用了前一级能量的十分之一(图 6—12)。顺着营养级序列向上,由于能量利用率的递减,产量必然急剧地,梯级般地递减,从而形成了金字塔形的生产率序列,这就是通常所称的生物生产率金字塔(图 6—12)。

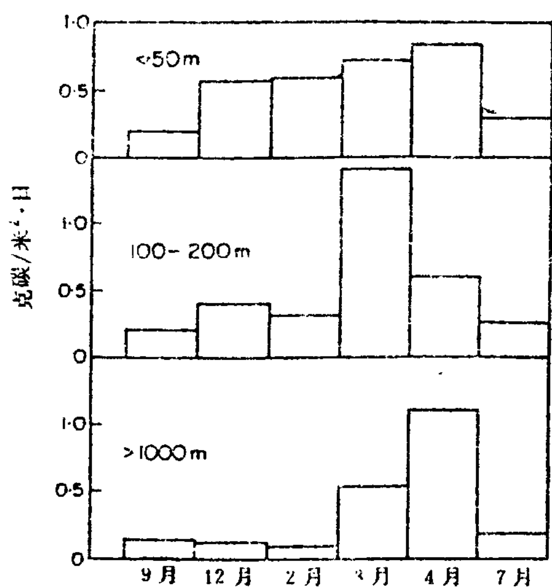


图 6—11　一定时期不同深度海域日生产率的对比

Ryther & Yentsch, 1958; 转引自 Raymont, 1980)

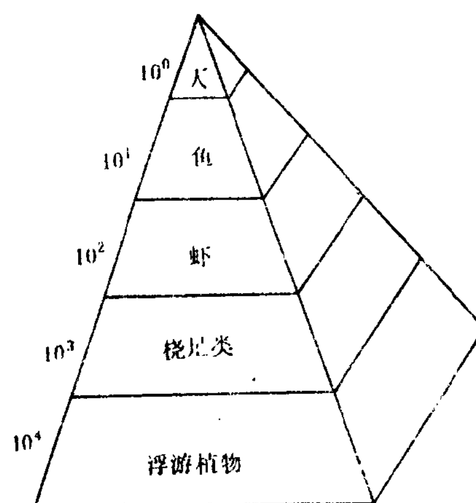


图 6—12　生产率金字塔示意图

通过对海洋生物的长期研究，人们发现，海洋诸生物群落的结构各异，但主要有两种类型：营养级数多的长食物链型和营养级数少的短食物链型。前者分布于营养有限的开阔大洋，食物链长。初级生产者为浮游超微植物，它们极其微小，不能直接为多数较大的浮游动物所掠取。次级生产者为放射虫、有孔虫和甲壳类幼虫等浮游微体动物。初级消费者为肉食性的桡足类动物。次级消费者是沙丁鱼等小型鱼类。三级消费者为较大型的鱼类。四级消费者才是金枪鱼、鲨鱼等大型鱼类。短食物链型分布于营养丰富的陆缘区。初级生产者个体较大，稍大的食草动物可直接摄取这些微体浮游植物；食草动物又被肉食性动物所食。沿岸上升流地区的食物链可能最短，草食性鱼类直接食用直径大于 100 微米的较大型浮游植物。

生物的生态效能同生物金字塔的营养级数即食物链的长短也有关系。一般来说，营养级数越少，生态效能越高，因而生产率也就越高。从初级生产者向次级生产者等各营养级的转化都要求能量，而这种转化在热带的比例较高，因此，次级生产者/初级生产者的数量比值在高纬度海区比低纬度海区为低。据此，有人提出可以用地层中次级与初级生产者的比值（如浮游有孔虫/钙质超微化石数量比例，或放射虫/硅藻数量比例）来推断古纬度。

二、洋底有机物的沉积作用

对于古海洋学来说，重要的不只是海水表层的生产率，表层产生的有机物质有多少能进入洋底沉积物中也许更加重要，因为只有进入沉积记录的古生产率标志才能为古海洋学所识别。而大洋一切成分中，生物形成的有机物质最为复杂，也最不稳定。浮游生物一旦降落到有光带以下，生物化学作用就开始将其分解，在整个沉降、腐解、溶化、被吞食、再悬浮以致最终埋葬的过程中，都有元素分馏的化学作用发生。为此，需要分别讨论大洋浮游生物在水层中沉降和在海底埋葬过程中的化学变化。

有机物在沉降过程中的变化可以用海水中不同深处的沉积捕集器加以测定。调查表明，有机物只有直径>200 微米的粪粒或其他大颗粒才能到达海底，而细小的颗粒在有机物垂向通量中作用十分低微。在沉降过程中有机物逐渐腐解而回到海水中，因此当表层的生产率不变时，越往海水深处去有机物的通量值越低，在穿过上部 1000 米海水时便行损失 90% 左右。大量数据表明，有机碳通

量与海水表层碳的生产率、测定通量的海水深度三者之间存在着线性关系（图 6—13）。其经验公式如下：

$$C_{通量(Z)}=\frac{C_{生产率}}{0.0238Z+0.212}$$

式中：z 为海水深度，C 生产率为表层海水碳的生产率，C 通量(z)为深度 z 处有机碳的通量 (Suess, 1980)。

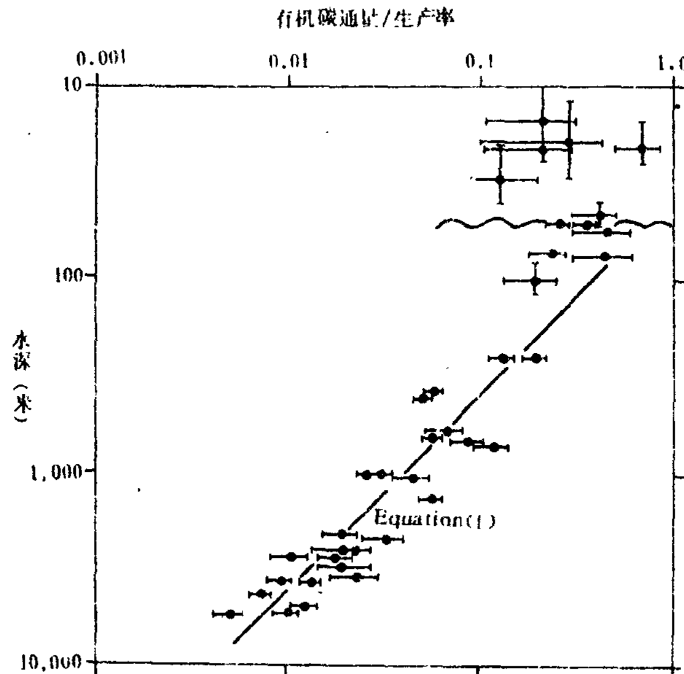


图 6—13 有机碳通量与年平均初始生产率的比值和测定通量处海水深度的关系

(Suess, 1980) 波形曲线示有光带底面。水平误差（横棒）反映生产率和通量重复测定中的变动，垂直误差（竖杆）反映沉积捕集器深度的波动或不确切性。

有机物在海水中沉降时，氮和磷的损失远远超过碳的损失。秘鲁岸外和波罗的海海底沉积物和海水中颗粒的比较表明，有机物在穿过表层约100米水层后，失去80±5%的氮，而碳只失去65±5% (Suess & Müller, 1980)。

然而海洋表层的有机物远非到处都能沉降到达海底，当表层以下有较强海流时，可以造成有机物颗粒的水平搬运，不能在原地沉降。如西北非洲岸外表层以下海流强烈，阻止了细粒沉积物及与其水动力性能相当的有机物碎屑在水深 300 米以上的海底沉积，使大量有机物堆积在离岸较远的大陆坡。

沉降到海底的有机物，继续发生变化。一部分有机物被底栖生物食用，转化为底栖的生物量，其中氮和磷相对富集，而相当一部分碳则通过呼吸作用又回到海水之中；另一部分有机物可以因沉积物中粘土表面的吸附作用而富集，吸附的有机质富氮而缺磷，而且只在远洋粘土中才达到较高含量。远洋沉积中 Al_2O_3 越多，被吸附的有机物也越多。只是第三部分的有机物才作为碎屑被埋葬在沉积物中。 Suess & Müller (1980) 提出了估算这三部分有机物中有机碳数量的公式。

总之，表层海水中产生的有机物在沉降过程中逐渐减少，进入沉积记录的只是一小部分。这种减少的趋势，可以用图 6—14 表示。当然，进入海底沉积物中的有机物不限于自海水表层沉落的浮游生物，而且有河流或者风力带来的陆源有机物。因此，在海底沉积的有机物与其上方海水表层的生产率相关，但两者之间的关系十分复杂，既有沉降过程中的损耗和搬迁，又有外来有机质的添加，还有海底沉积物表面的富集和转化。在进入沉积层之后，还会有成岩作用的变化。这些，在根据地

层中有机碳推算古生产率时，都必须加以充分的考虑。

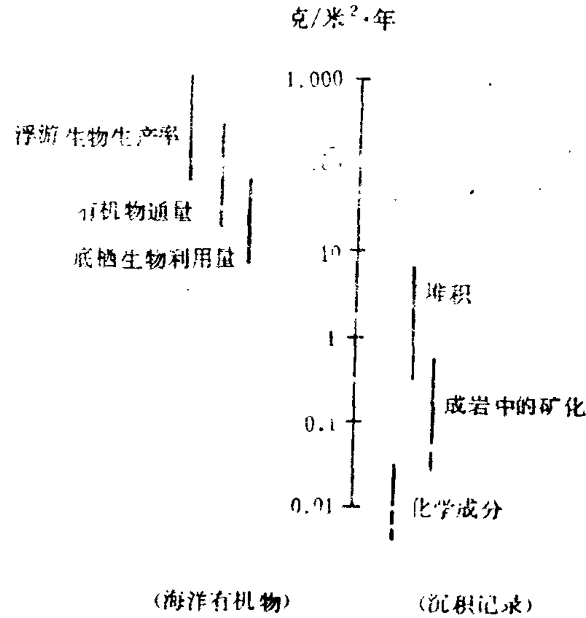


图 6—14　海洋中有机物从海水表层产生到最后沉积之间的数量减少

(据 Thiede & Suess, 1983 修改)。

前面说过，上升流发育区由于营养元素随次表层水上溢，是大洋中生产率最高的海区，相应地也是海底沉积物中有机碳的富集区。不过，决定大陆边缘沉积中有机碳浓度的不仅有上升流的布局，而且有海底地形等因素。如秘鲁岸外大陆边缘有机碳主要堆积在 11° S～16°S 间水深 100～450 米的外陆架与上陆坡，以及陆坡下部水深 >2000 米处，中陆坡有机物含量不高。这里上陆坡的有机物

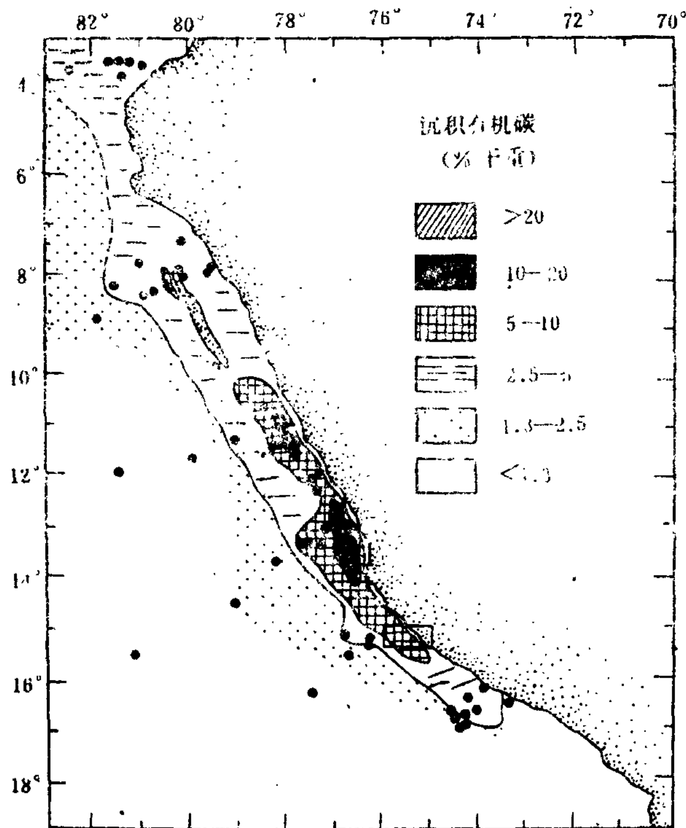


图 6—15　秘鲁岸外大陆边缘表层沉积中有机碳(干重, %)分布图

(Reimers & Suess, 1983)

高含量与常年海岸上升流造成的高生产率有关，其中 11°S～14°S 的陆坡区因陆架只有 15 公里宽，有机碳浓度在 10% 以上；而 7°S～10°S 区虽同样有上升流发育，却因陆架较宽（约 30 公里）、水深较浅而造成底流持续的改造作用，出现有机碳的最低值（图 6—15），可见地形与水动力条件对有机碳的分布也有明显的控制作用 (Reimers & Suess, 1983).

总结现代洋底，特别是上升流发育区表层沉积中有机物的分布，Summerhayes (1983) 得出以下五点结论：

(1)海洋沉积中的有机物几乎全是海洋生物，特别是浮游植物被细菌分解以后的无定形产物，陆源有机物只在湿润区的岸外有少量出现，在干旱区岸外甚少或者缺失；

(2)大洋中富有机质的沉积物为远洋性(特别是在干旱区岸外或远离湿润区岸外)或半远洋性(特别是在湿润区海岸附近)，也可以是湿润区岸外的浊流沉积；

(3)有机物在底层水缺氧环境下易于保存，但在一定条件下含氧环境也能堆积富有机物沉积，例如西南非洲、西北非洲的岸外陆坡便是，而加利福尼亚岸外的圣巴巴拉盆地中具纹层的沉积和无层理沉积中的有机碳含量相同；

(4)短暂而特别丰富的生物生产率，比常年持续的高生产率对海底有机物堆积更为重要，因为前者打破了海水层中有机物循环的稳定体系；

(5)在海岸上升流区，有机物常常主要在陆坡沉积中富集，而海底地形和生产率、波和流的能量以及缺氧层顶面的深度相结合，控制着大陆边缘上升流区沉积物中有机碳的分布。

三、古生产率的测定

在现代海洋中测定生产率的方法很多，比如气体交换法、放射性碳法、细胞点数法、二氧化碳含量变化法、$\delta^{13}C$法等等，以前两项比较常用。所谓气体交换法是用盛满海水的透明瓶和不透明瓶放入海水一定深处保持一段时间后，测定两瓶中氧含量变化的方法测定生产率；放射性碳法是将$^{14}CO_2$加入海水，过一定时间后从水中分离出浮游生物并测定浮游生物中的^{14}C含量以求生产率；只有细胞点数法是在直接统计生物的个数算出生产率的。

然而，上述方法并不能用于测定地质时期的古生产率，我们只能主要根据地层中的有机碳含量，通过现代生产率与现代沉积物有机碳含量的关系模式间接地求取古生产率。

利用地层中有机碳含量的变化，可以直接地对地质时期的古生产率作粗略的估计。例如 Schopf (1980) 取各地质时期页岩中有机碳的含量并假定它们均由三角洲沉积变成，从而推算出各

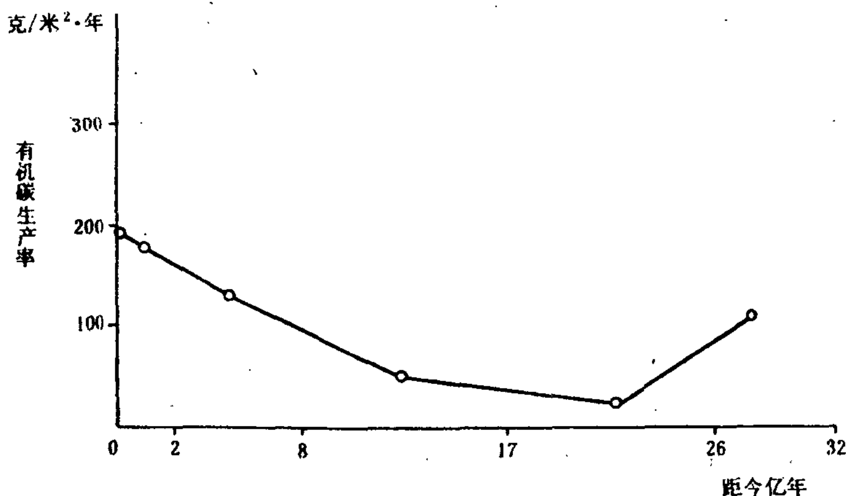


图6—16　从不同地质时期页岩推算出的有机碳生产率变化趋势图

(Schopf, 1980)

时期有机碳生产率的大致变化趋势(图6—16)。由图可见,生物生产率在显生宙期间大约增加了一倍。而太古代时有机碳生产率的反常高值,应当与太古代地球表面的缺氧环境有关,推测当时有机碳保存的几率较今高一个数量级。

但是,这种过于粗略的估算忽略的因素过多,在具体的古海洋学研究中并不适用。如果说,Suess (1980) 已经通过沉积捕集器的实验表明,可以根据海水表层的初始生产率和海水深度算出海底有机碳通量的近似值,那么古海洋学中的反问题,即从沉积物中有机碳的含量再造古生产率,却要复杂得多。Müller & Suess (1979) 在研究现代大洋表层沉积中的有机碳时,发现它与生产率、沉积速率、沉积物的孔隙率和密度相关(图6—17),其经验公式是:

$$C_{有机}(\%)=\frac{0.003RS^{0.30}}{\rho s(1-\phi)}$$

式中C 有机(%)为有机碳占沉积物干重的百分比,R 为生产率(每年每平方米面积上的有机碳克数),S 为沉积速率(每千年的厘米数),ρs 为干沉积物的密度(每立方厘米的克数),ϕ 为孔隙率(用百分比表示)。

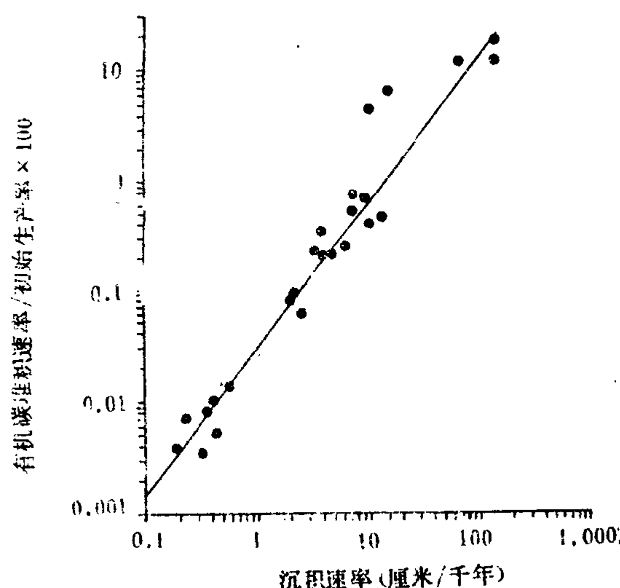


图6—17 有机碳堆积速率与初始生产率的比值(%)与沉积速率的相关关系

(Müller & Suess, 1979)

样品数 n=26;相关系数r=0.992

上述经验公式系根据具不同初始生产率、不同有机碳含量,不同沉积速率的各种洋区的表层样品求得,具有相当的广泛性。因此,可以据此式从地层中的有机碳含量求古生产率,所需要的只是将公式变换如下:

$$R=\frac{C\rho s(1-\phi)}{0.003S^{0.30}}$$

此式应当适用于含砂量较低、浊流影响不明显、陆源有机物含量不高的沉积,因为该经验公式所依据的表层沉积具有相似的岩性,限定了适用范围。

Müller & Suess (1979) 用此式对非洲西北撒哈拉沙漠岸外大西洋陆隆水深2575米处一个10米长的沉积柱状样(编号12392—1,位置25°10′N,16°51′W)进行古生产率的计算(图6—18),结果表明在气候暖期的氧同位素1、5期生产率与现代相同,而冷期的氧同位素2、3、6期生产率较今高一至二倍。该区陆隆水深1800~2800米的其他柱状样,也同样揭示出冰期沉积中有机物含量高(含有机碳达2~4%),间冰期沉积中有机物含量低(0.5~1.7%)的规律,说明冰期海岸上升流加剧,生产率增高 (Summerhayes, 1983)。

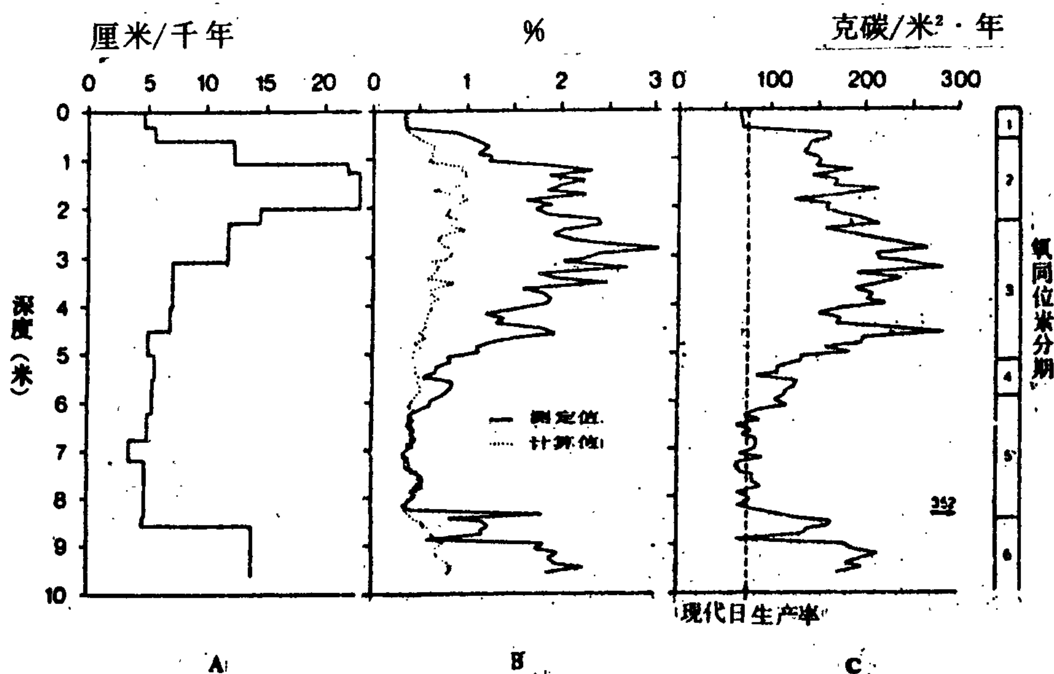


图6—18　毛里塔尼亚岸外东大西洋陆隆水深2575米处10米长岩芯(No. 12392—1)中有机碳含量、沉积速率和古生产率的变化曲线

(Müller & Suess, 1979)

A. 沉积速率;B. 有机碳含量;C. 古生产率

大西洋东侧塞拉勒窝内海隆一个深海柱状样(No. 13519,水深2862米,位置5°40′N,19°51′W)揭示了大约80万年以来(即氧同位素22期以后)的生产率历史(图6—19)。由图可见,氧同位素第13期即大约50万年以来,古生产率冰期上升,间冰期下降的周期性十分明显,而更早的时期规律不清,推测是有机物质在成岩作用中遭受破坏,而且同位素分期的界限亦不够肯定所致(Müller et al., 1983)。

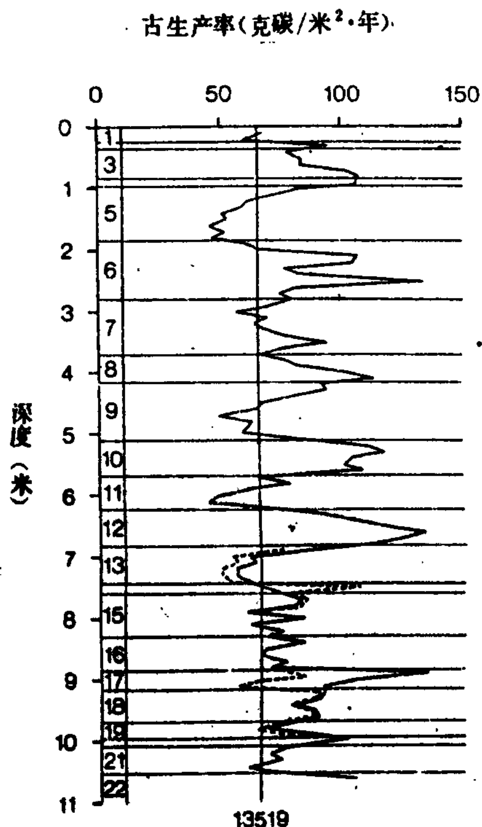


图6—19　大西洋东部塞拉勒窝内海隆深海柱状样(NO. 13519) 古生产率估算值

(Müller et al., 1983).左侧数码为氧同位素古温度分期,下部虚线系根据另一种时间标定法的推算结果,表明因沉积速率不肯定造成的可能偏差.

可以设想，在冰期时，太平洋的赤道上升流与海岸上升流也应当加强而造成生产率的上升。可是太平洋广大海域大概由于沉积速率过低，有机质保存数量过低，迄今并无资料发表，估计以后通过次远洋沉积的研究应能提供古生产率的历史资料。

能够用来测定古生产率的方法应当很多，有待人们去探索开发。例如海水中镉 (Cd) 的沉积通量与有机碳有密切关系，钡 (Ba) 又与磷在含量上相似，因而可以用有孔虫钙质壳体中的 Cd 含量推断海水生产率 (Boyle, 1986)，用地层中 Ba 的沉积速率估计海水中营养元素的含量 (Arthur et al., 1986)。

由于各种浮游有孔虫要求的海水肥力不同，可以用某些有孔虫种的含量比例表征当时的海水古生产率，如 *Neogloboquadrina dutertrei* 反映高生产率，*Pulleniatina obliquiloculata* 反映低生产率，两者含量比值的升降可以表征地质时期古生产率的变化 (Berger, 1985)。

研究古生产率的又一个新途径是碳稳定同位素分析。如第三章所述，由于生物摄取的是^{12}C，因而浮游生物大量繁衍的表层海水中^{13}C含量比深层海水高，现代底栖有孔虫比浮游有孔虫的^{13}C要少2％左右；另外，当陆地森林大量发育时，^{12}C大量被固定在树木中，海水^{12}C相对减少，反之亦然(许靖华，1984)。因此，新生代以来海洋碳酸盐$\delta^{13}C$的变化可以标志全球有机碳积累的速率 (Shackleton, 1985)。例如大西洋东侧非洲岸外上述 No 13519 与 No 12392 两个柱状样的分析结果，也说明底栖有孔虫壳的$\delta^{13}C$ 曲线和古生产率曲线十分相符 (Erlenkeuser & Müller, 1985)。第三章曾经说到，底栖有孔虫的表生种比内生种的$\delta^{13}C$ 为重，两者之间的差值随海水生产率、沉积物中的有机物含量而异。因此可以用表生型 *Cibicidoides* 与内生型 *Uvigerina* 之间$\delta^{13}C$ 的差值反映古生产率 (Savin & Woodruff, 1966; Zahn et al., 1986)。

深海沉积中的有机物含量与成分的变化，常常可以用作古环境再造的依据。例如南大西洋阿根廷深海盆地的第四纪沉积中含有丰富的有机物质，推测系由南美陆地经拉普拉他河搬运而来。测定沉积柱状样中氨基酸的垂向变化，发现冰期时含量高，间冰期时含量低。进一步测定其中 C 与 N 的分布，亦见 C 与 N 的高含量带与气候较凉、海面较低的冰期相当，低值带与间冰期对应，这些元素的含量曲线与古温度曲线相应 (Stevenson & Cheng, 1969, 1972)。这种对应性，估计应是冰期时陆源物中含有机质较多，而且海底沉积速率也较高，有机质易于保存的结果。

四、古生产率与油气资源

从经济意义上说，古生产率的研究是古海洋学中最关键的部分之一，因为它与油气资源的形成有着密切的关系。例如中生代缺氧事件形成的大洋黑色页岩层，据估计如所含有机质能形成油气，将十倍于大陆和陆架的油气储量(见第五章)，这就理所当然地引起学术界和产业界的共同关注。然而从生产率到油气资源之间有着一系列的环节，不仅是沉积物中有机物的含量，而且有机物的类型和成熟度都将决定是否能有油气形成。

海洋中沉积的有机物有三种来源：一是陆地产生的有机物通过风力和河流搬运入海，其数量取决于陆地植被发育、河流和风的方向；二是从沉积岩剥蚀出来的古老有机物被搬运入海，即陆源成因的残留有机物；三是海洋本身产生的有机物 (Tissot et al., 1979)，前面所讨论的正属此类。如所周知，形成油气的主要不是陆源有机物，海洋浮游生物产生的有机物才有形成烃类的良好潜力。三种来源的有机物在海洋沉积中相互混合，但是深水条件对于有机物的沉积和保存都不甚有利。在有机物沉降穿过富氧层时，富氢的有机脂类物质最容易在食物链中消耗而去或者受氧化作用等而遭受破坏，能到达深水洋底的主要是惰性的有机物，即再沉积和陆源的有机物，很少具有形成烃类的潜力。在这种情况下，远洋和次远洋沉积物中有机碳的含量亦甚低微，平均只有0.3％左右。然而，在深水区也可以有富含有机物沉积形成的特殊条件，如现代委内瑞拉岸外卡里亚科海沟那种海水环流局限的

洋盆，或者如西北非洲岸外大陆边缘有沉积体沿陆坡下滑或以浊流形式向下搬运，最后在陆隆或深海平原上堆积下来。假如原先在外陆架或上陆坡上的沉积物是生成于高生产率区缺氧的次表层水下，则搬运到深水区的这些沉积物亦富含有机物，而且滑坡和浊流的快速堆积形式十分有利于有机物的保存。影响大陆边缘区沉积物中有机物分布的诸因素，可用模式图表示（图6—20）(Rullkötter et al., 1983)：

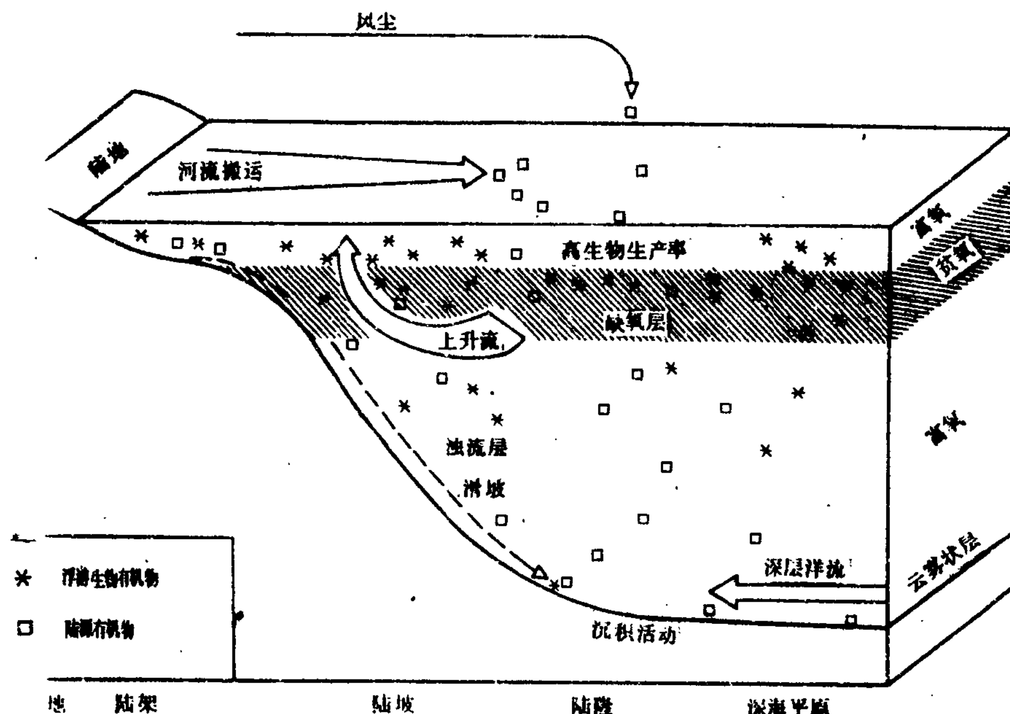


图6—20　影响陆架、陆坡、陆隆沉积物中有机物含量各种因素的示意图

(Rullkötter et al., 1983)

近年来，对于深海沉积中有机物的类型及其生成油气的潜力进行了许多工作，其中包括用 Rock-Eval 仪进行干酪根热解分析以确定有机物的类型。分析结果如果"氢指数"(IH,即与每克有机碳相当的烃类毫克数）高、"氧指数"(IO,即与每克有机碳相当的 CO_2毫克数）低，说明干酪根主要由富氢的海相脂类物质组成，少受氧化作用；反之则说明干酪根主要由陆生植物而来，氧化作用强烈。北大西洋东部深海钻探第547号孔地层的有机物热解分析结果如图6—21所示。将北大西洋东部和北太平洋东部共六个深海钻探站位钻遇地层的干酪根分析结果作一归纳，可以分出不同的有机物来源并指出烃类形成的不同潜力（表6—1）。

大西洋不同海区的白垩纪地层中，曾经多处发现有机质含量异常值，最高值竟可达沉积物的30%。根据 Tissot 等（1979）的研究，这些地层中干酪根占有机物总重的95～99%左右，包括陆源和海相的有机物类型。早白垩世与晚白垩世早期是大西洋历史上特有的浮游有机质分布极广的时期。然而有机物含量高、类型适宜还不等于生油条件充分，因为至少还有个成熟度问题。根据北大西洋东部和北太平洋东部的深海钻孔看，井底地层中干酪根的镜煤反射率只有0.4～0.5Rm,还不到海相有机物生成烃类的热变温度(Rullkötter et al., 1983)。

在研究深海沉积生油、气潜力时，上升流区特别引人注目。例如南大西洋纳米比亚岸外本格拉洋流发育区，第75航次的深海钻探表明中新世晚期以来有上升流发育，有机碳含量可高达7%，而且有机碳含量呈现出周期性变化，有3万至5万年的周期，推测是上升流强度的周期性变化所造成(Meyers et al., 1983)。显然，地质历史上确有过不同周期的有机物富集期，如 Arthur 等提出

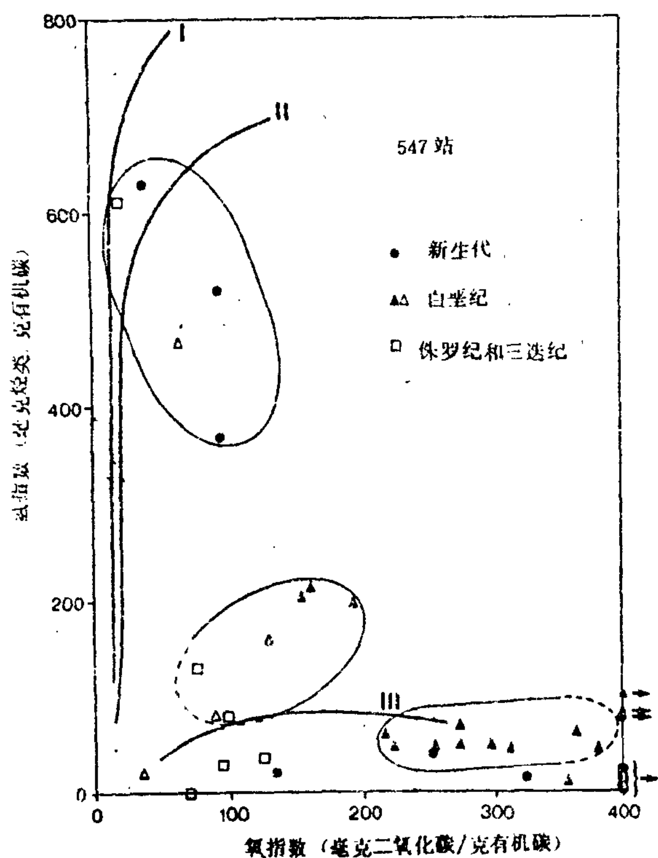


图6－21　北大西洋东部深海钻探第547A 孔（黑色符号）和第547B 孔（白色符号）不同时代地层中有机物热解分析（用 Rock-Eval 仪作）的结果

(Rullkötter et al., 1983). Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ分别表示Ⅰ型、Ⅱ型和Ⅲ型干酪根趋势线。

的"少属种型"与"多属种型"的旋回（见第五章），和 Berger (1979) 所说的 Harvey 型和 Sill'én 型大洋的旋回。当大洋肥力水平低下时，发展为近于平衡的 Sill'én 型大洋，此时海水中生物物质（碳酸盐、SiO_2营养元素）近于饱和，到处均可形成各种生物沉积，于是产生了黑色页岩等地层，白垩纪大洋便是一例；而当大洋肥力水平高时，出现不平衡的 Harvey 型大洋，海水中生物物质不饱和，发生再溶解、再沉积，沉积相的区分明显，分带清晰；如晚第三纪海洋便是一例。这些周期性现象尽管目前研究程度尚低，却因为它们能够指示油气形成的有利时期，故具有十分重要的实际意义。

表6—1　北大西洋东部和北太平洋东部六个钻孔中深海沉积的干酪根类型和烃类潜力

深海钻探井号（及井段）	有机物来源	有机碳平均含量	烃类潜力	注
397、547（外来中新世与始新世滑坡体）	海相浮游生物与陆源物相混	1%～5%	生油气潜力大	来自外陆架上陆坡低氧带
457（中新世与中新世后）				深水缺氧区？
547（阿普第/阿尔必期）	陆源为主含水生生物.	0.5%～1.5%	生油潜力小生气潜力大。	
471（中新世与中新世后）				浊流
397、415、416（白垩纪）547（森诺曼期）			仅有中等或较小的生气潜力	搬运过程中的氧化作用使烃类潜力下降
397、415、547（外来第三系）	残留陆源物	<0.5%	无	

(Rullkotter et al., 1983)

第七章　古海洋演化史与重大事件

中生代以来，古海洋环境与全球气候经历了深刻的变化。近10余年来的深海钻探工作，为理解古海洋演化史积累了丰盛的资料，中生代以来大洋演化的基本格架已初步建立。本章将概括地介绍古海洋学重大事件，勾勒全球古海洋演化的轮廓。古海洋环境的演化包括区域性(涉及个别大洋)和全球性两方面内容。一些独特的区域性古海洋学事件主要发生于新生的早期海洋中，它们通常与世界大洋相对隔绝，具有一定的独立性。随着大洋展宽、发育成熟，各大洋在一定程度上构成相互影响、彼此关联的整体。本章侧重于讨论中生代以来全球性的古海洋演化事件。

古海洋与现代海洋一样，是一个物理、化学、地质和生物作用相互制约的统一体系。中生代末期以来，全球气候数度变冷，大洋环流迭有变迁。大洋环流与气候变迁之间存在着明显的因果关系。古环流、古气候的演变一方面共同主宰了海洋生物(从微体生物到鲸类)的演化，另方面却受到地壳运动的控制。地壳表面的形态、海陆的分布构成了海洋边界，古海洋环流的变化受到洋盆形态、海水通路开闭的支配，而洋盆形态、海陆布局又是由板块运动所决定的。板块运动控制了一些重要海水通道的开启和关闭，如始新渐新世澳大利亚与南极洲分离，渐新世末德雷克海峡打开，晚上新世巴拿马地峡形成等，这些事件都是左右海洋环流和气候变迁的关键。因而可以说，板块构造为重建古海洋环境提供了基本的框架(Kennett,1982)。

史新世冰期－间冰期气候旋回，可由米兰科维奇理论作出合理的解释(见第四章)。但这一理论难以解释新生代的气候变冷和冰期的形成。新生代的变冷也可能与联合古陆的解体和大陆漂移有关。北美、欧亚大陆向北极方向漂移，大陆逐渐集中到北半球高纬地区，从而建立起新的气候类型。随着一些大陆分离、北移，南极大陆孤零零地留在南极地区，它与热源隔离，最早形成冰盖，成为全球性气候变动的源地。大陆位置的移动还会引起反射率的变化(Barron et al.,1980)。现代反射率高，气候寒冷；白垩纪反射率低，气候暖热(见本章第三节)。还有一些学者认为，在海平面升高时，因海侵使反射率降低(海洋的反射率低于陆地)，加之海洋热容量增大，导致气候比较温暖均一(如白垩纪晚期)；在海平面下降时，大陆面积扩大，则气候较为寒冷多变(Hays & Pitman,1973)。地壳抬升与造山运动导致高寒的山地顶部为冰雪所覆盖，覆冰又具有较高的反射率。当造山期与海退期一致时，可能有助于大陆冰川的发展，如新生代晚期(Kennett,1982)。上一世纪喀拉喀托火山以及本世纪初卡特迈火山均喷出大量火山灰，曾使全球接受太阳的辐射量减小10～20%，似乎火山大爆发可促使气候变寒。Kennett和Thunell(1975,1977)根据深海钻井岩芯中火山灰层数的统计，发现第四纪全球发生强烈的火山活动，从而认为第四纪期间严酷的气候条件可能与频繁的火山活动有关。

古海洋学毕竟是一门十分年青的学科，关于古气候、古海洋演化的机理，还有不少问题尚处于探索阶段；本章所涉及的某些见解，至今仍在继续研究和探讨中。

第一节　前中生代的大洋演化

太平洋、大西洋和印度洋的深海钻探表明，洋底沉积层的年龄均不超过1.7亿年。现有各大洋洋底，是近2亿年来海底扩张的产物。但这并不意味着，大洋的发展历史仅限于中生代以来。自从地球上出现了水和大洋型地壳，也就开始了大洋的演化历程。

最古老的沉积岩见于格陵兰西南部伊苏瓦地区，年龄约38亿年。当时地球上已有水存在。大洋水和水圈是漫长地质历史中地球内部排气作用的产物，这一观点已为多数学者所接受。从现代火山活动排出的水气数量推算，如果整个地质历史恒定地以现代的排气速率释出水气，那么近40亿年来所

排出的水体总量远小于现代水圈的总量。可见，地球早期的排气作用必然具有更高的速率。在绿柱石矿物的结晶过程中，稀有气体可充填于与C轴平行的孔道中。年龄大于25亿年的绿柱石与较年轻的绿柱石相比，前者所含的^{40}Ar和^{4}He的含量比后者高得多，也说明距今25亿年以前排气作用具有较高的速率。年龄高达25～35亿年的岩石仍具有剩余磁性，表明在此期间或更早地核已经形成。地核的形成过程一旦开始，便会释出大量重力能，致使地幔几乎完全熔融，当时的排气作用很可能具有惊人的规模。由此看来，虽然地幔的排气作用迄今仍在继续，但地球上的大部分水早在地质历史的早期阶段便已积聚形成(Schopf,1980)。距今约25亿年前，海水的体积已经颇具规模。另外，海洋动物群是海洋演化的见证。海洋动物群的大多数纲和差不多所有的门在早古生代就已经存在；早古生代以来却未能产生出一个新的门，看来，这需要更长的时间。海洋动物群的古老性有力地证明了大洋的古老性(Безруков,*1973*)。从寒武纪较高的化石群分异度来分析，一些海洋动物群只能生活在深海大洋，而不是浅海水域。推测深海大洋出现于前寒武纪某一时期。

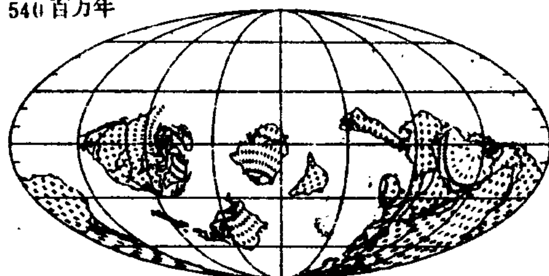
尽管就总体而言大洋的历史是漫长的，但在海底扩张和板块构造活动主宰下，一个具体的洋盆经历了张开和关闭的演化旋回(称威尔逊旋回)。象大西洋那样宽阔的大洋，不过数亿年就可以扩张形成，而后俯冲关闭。一些古大洋的关闭往往伴随着另一些新大洋的打开。海水可以从关闭着的大洋中退出，涌进新张开的大洋中。可见，在漫长的地史中，大洋有生有灭，其位置在不时地变动着。前中生代大洋与大陆的布局，与现代截然不同。

根据地质构造、古地磁、古气候及古生物地理等方面的研究，Ziegler等(1979)重塑了古生代各时期大陆与大洋的分布(图7－1)①。古生代早期地球上有六个被古大洋隔开的古陆块，即冈瓦纳、劳伦、西伯利亚、波罗的、中国和哈萨克斯坦。这些陆块的形状、大小和位置与现代大不相同。当时的冈瓦纳古陆占全球大陆总面积的一半以上，除非洲、南美洲、南极洲、澳大利亚、印度和阿拉伯外，尚包括南欧、佛罗里达、土耳其、伊朗、阿富汗和西藏等。劳伦古陆包括北美陆核、格陵兰、西伯利亚东部等(佛罗里达、新斯科舍和纽芬兰不在其内)。波罗的古陆主要指波罗的地盾及俄罗斯地台。从古生代初期至古生代末期，六个散处的古陆块相继汇聚，连接成统一的泛大陆(联合古陆)。古生代初，分散的古陆块多展布于低纬度，近东西向排列；至古生代末演变成自北极附近延至南极的泛大陆。这样，古生代的大洋演化，主要是若干古大洋，如古大西洋、前乌拉尔洋、前中亚－蒙古洋等先后关闭，两侧大陆碰撞汇合，形成古生代褶皱山系(如阿巴拉契亚－加里东、乌拉尔、中亚－蒙古褶皱带等)的历史。另一方面，古生代晚期以来，冈瓦纳北缘分裂出西藏、伊朗、土耳其等微型陆块，它们向北漂移，碰撞镶接于欧亚大陆。这一过程伴随着南侧新洋盆(中特提斯或称新特提斯)的开启，以及北侧老洋盆(古特提斯)的关闭。上列消逝于山脉中的古海洋，由于古洋底差不多已俯冲殆尽，残存于褶皱山脉中的古洋壳和大洋沉积物，常只有一鳞半爪，因而，对于这些已消逝古大洋的演化(见第八章)，难以象现有诸大洋那样，作出确切的重建。

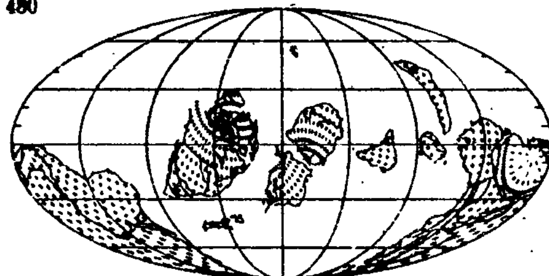
二叠、三叠纪期间，泛大陆周围是统一的泛大洋。泛大洋沿赤道横跨经度300°，约两倍于现代太平洋的宽度。可以将泛大洋视为太平洋的前身。然而，太平洋洋底的年龄也不超过1.7亿年，更老的洋底已经沿洋缘的海沟俯冲带潜没，只有极小部分大洋沉积物和基岩在俯冲过程中被刮下来，混杂于海沟陆侧的增生楔形体中。还有一些地壳较厚的洋底高原或微型陆块难以俯冲潜没，相继碰撞镶接于周缘的大陆(Ben-Avraham et al., 1981)。俯冲增生的楔形体和碰撞增生的外来地体，为了解泛大洋的前中生代演化史提供了重要线索，但目前的研究程度仍低。

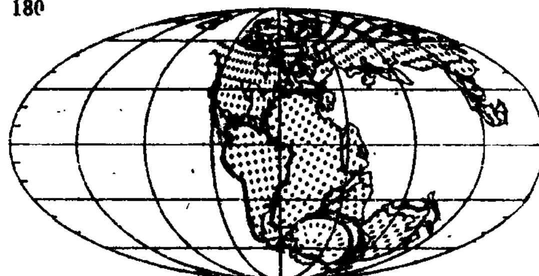
推测在二叠三叠纪期间，这个统一泛大洋的环流特点比现代大洋要简单得多。当时在南、北半球分别有巨大而单一的环流。在信风驱动下，赤道环流流过赤道全长的85％。泛大洋西缘较暖，东缘较冷。赤道和两极之间南北向的温度梯度反而不及东西向的梯度，经向环流较为微弱(Kennett, 1982)。海洋生物分省不甚显著，但热带与两极的分区仍然存在。二叠三叠纪期间，随着大陆汇聚，一

①按现在的研究水平，还很难复原前寒武纪古大洋与古大陆的分布状态。







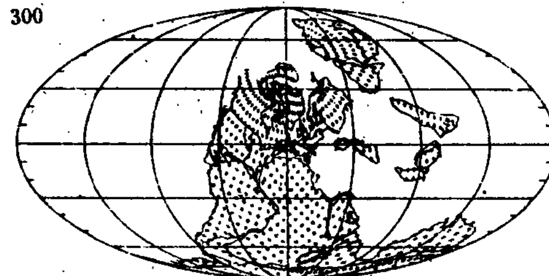












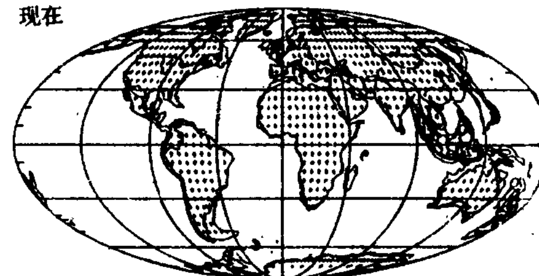


图7－1　古生代以来海陆分布的变迁

(据Ziegler et al., 1979)

些古大洋闭合，中洋脊的长度有所缩减，从而洋盆的容积增大，导致全球性海退，世界洋面处于很低的位置(Valentine & Moores,1970)。当时泛大陆上热带的范围甚广，剥蚀作用强盛，陆源物质的补给具有较高的速率。

第二节　现有诸大洋的形成和中生代大洋演化

近两亿年来，古地理演变的基本事件是泛大陆的破裂解体，地球从一个大陆一个大洋的世界演变成多个大陆多个大洋的世界。中、晚侏罗纪，泛大陆分裂成劳亚古陆和冈瓦纳古陆，其间横贯着特提斯洋。此后，劳亚进一步分为欧亚大陆和北美大陆，冈瓦纳逐渐分裂成南美洲、非洲、南极洲、澳大利亚、印度、阿拉伯、马达加斯加和新西兰。大陆四散分离，伴随着其间新洋盆（大西洋和印度洋）的张开。大陆的破裂往往先由上涌的热地幔物质造成地表穹形隆起，继之穹窿顶部张裂陷落，形成东非裂谷那样的大陆裂谷（大洋胚胎期）。当大陆岩石圈被拉薄，最终完全裂开时，地幔物质上涌冷凝成新洋壳，海水涌入，一个新洋盆便诞生于世。初生的狭窄海洋，标志了大洋发展的幼年期，如红海。新洋盆在海底扩张作用下逐渐展宽，进而演化成为大西洋那样的成年海洋。

一、大西洋

侏罗纪期间，沿北美东缘和非洲西北缘一带，北大西洋首先张开，它与太平洋、特提斯洋之间有浅水的海槛分隔。早期的北大西洋狭窄而闭塞，在墨西哥湾、非洲西缘和北美东缘均有蒸发岩形成，时代为中侏罗世或更老。晚侏罗世起，北大西洋与特提斯洋、太平洋之间的水道逐渐形成；白垩纪的北大西洋洋盆，东通特提斯洋，西南连太平洋（当时南、北美洲之间并无陆地相连），从而使横贯特提斯海道，自东向西环绕全球的赤道环流得以形成（Thiede,1979）。北大西洋是构成赤道环流的重要环节（图7－2）。横贯特提斯的全球性赤道环流，在侏罗白垩纪的大洋环流体系中占有突出地位，它使特提斯型海洋生物群获得广泛的分布（Leggett,1985）。在扩张着的北大西洋中还存在一个明显的右旋环流（Luyendyk et al., 1972）。但直至白垩纪中期，北大西洋与北冰洋及南大西洋均不连通，它仍是一个比较狭窄的纬向的热带海洋（图7－1），从而深水环流停滞，白垩纪中期在缺氧环境中广泛出现黑色沉积物（见下节）。

南大西洋的初始裂谷作用可追溯至18,000万年前，但洋底扩张的发生要晚得多，约始于早白垩世。白垩纪狭窄的南大西洋北端封闭，南面敞开，海水从南面侵进，类似于现代红海（图7－3）。近东西向的里奥·格兰德海隆和鲸鱼海岭将南大西洋分隔成南北两个海盆，南北向延伸的南大西洋中脊又将南大西洋分为东西两半，这就形成了四个海盆。北面的巴西海盆和安哥拉海盆，三面环陆，南面是里奥·格兰德－鲸鱼海岭。这里地处干燥带，气温高，蒸发量超过降雨量，形成大量盐层。早白垩世晚阿普第期的蒸发岩厚逾2000米，目前埋藏在巴西和安哥拉大陆边缘之下（Pautot et al., 1973）.南面的开普海盆和阿根廷海盆南端有福克兰海底高原阻挡，这两个海盆在早白垩世也比较闭塞，但所处纬度较高，未能形成蒸发岩，却在缺氧环境下沉积了黑色页岩。早期的海洋比较狭窄，陆源沉积占有重要地位。

晚中生代以来，大西洋逐渐展宽并加深．距今11000～9000万年前，扩张着的南、北大西洋之间开始连通，不过仍主要限于表层水的交流。此时的大西洋，已成为南北向延伸的洋盆，它的东、西两侧分别与特提斯洋、太平洋相连，但其北端仍处于闭锁状态，格陵兰、挪威之间的水道尚未打开。可能正是南、北大西洋的连通，逐渐结束了大西洋的停滞缺氧状态，北大西洋黑色页岩渐被杂色粘土和红粘土所更替。7000～8000万年前，南、北大西洋之间开始出现深水交流（van Andel et al., 1977）。晚白垩世以来的洋底地层中沉积间断相当常见。较为畅通的环流还使晚白垩世大西洋具有较高的生物生产率。

中生代末，大西洋[illegible]千公里，两侧洋底深者超过5千米（Sclater et al.,1977）。但其北端依然闭锁着。总之，自[illegible]大西洋从一个狭窄的纬向海洋逐渐发展成宽广的经向大洋。至

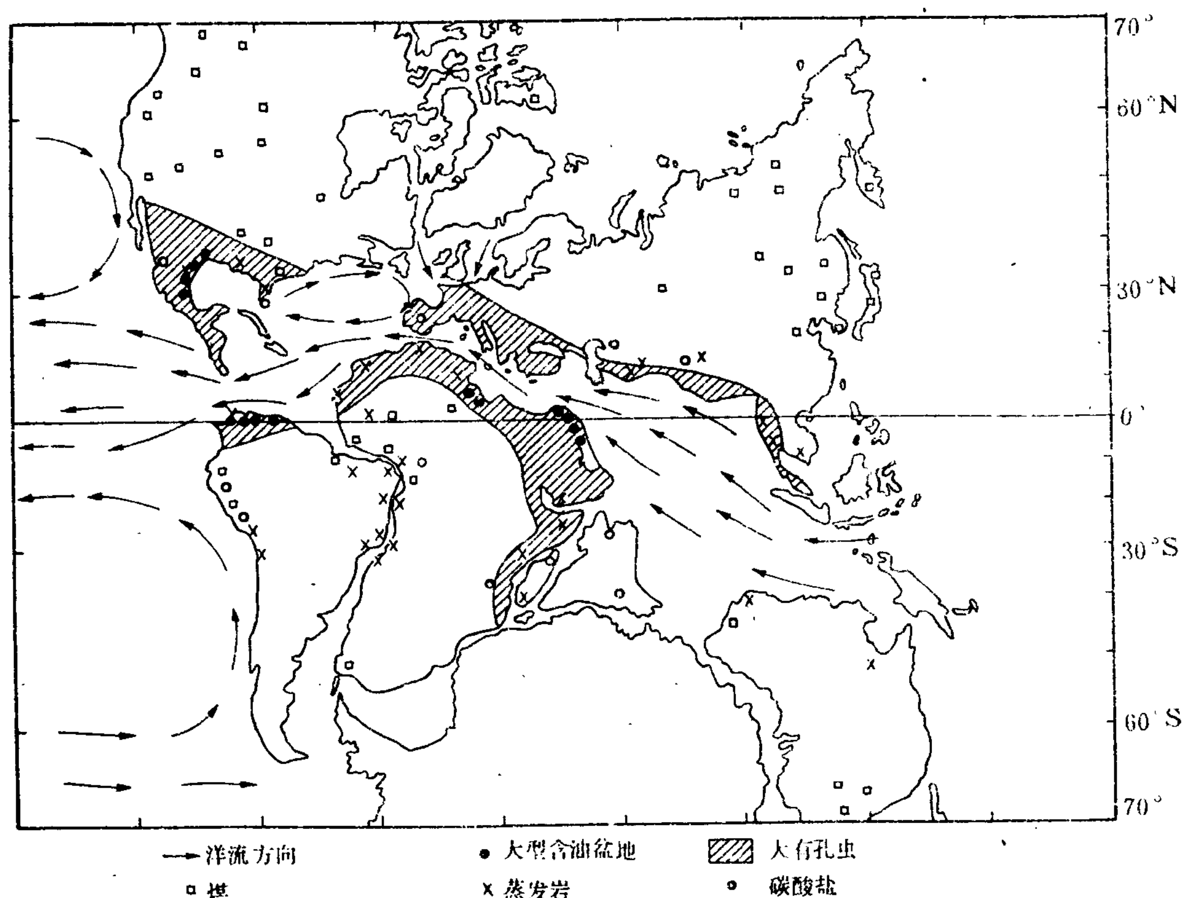


图7－2 白垩纪中期(距今100±10百万年前)大陆的分布与洋流(引自Windley, 1977)

新生代，进一步成为唯一贯通南、北极地区的大洋。

二、印度洋

印度洋是三大洋中最年青的海洋。印度洋的形成与中生代冈瓦纳古陆的破裂有关，它位于四个冈瓦纳碎块——非洲、印度、澳大利亚和南极洲之间。晚三叠世至早侏罗世，西冈瓦纳(包括南美洲和非洲)与东冈瓦纳(包括南极洲、澳大利亚和印度等)之间最先破裂，并沿平行于目前非洲东岸的转换断层发生错动。白垩纪初，印度裂离澳大利亚－南极洲，印度洋开始张裂。这一事件可能与南大西洋的打开同时发生(Norton & Sclater,1979)。

印度洋的早期扩张，沿着大致平行于印度东缘的扩张脊发生；随着印度向西北方向漂移，早白垩世在印度和澳大利亚－南极洲之间形成了狭窄的洋盆(图7－4,A.B)，洋盆中接受了细粒陆源沉积物，沉积物富含黄铁矿和有机质，可见当时处于缺氧环境(Kennett, 1982)。约9000万年前，印度与澳大利亚－南极洲之间的扩张脊轴调整为近东西向，印度转而向北漂移(Curray et al., 1982)(图7－4,C,D)。随着印度北漂，南面的印度洋扩张展宽，北面的特提斯洋沿亚洲南缘的俯冲带潜没，逐渐收缩关闭。早期的印度洋大部分洋盆水深较浅，位于CCD之上，故碳酸盐沉积分布甚广(图7－5)。澳大利亚迟至始新世初(5300万年前)才与南极洲分裂，向北漂移，其间形成印度洋中脊东南支(图7－4,E)。紧接着，印度与亚洲主体碰撞，逐渐形成巍峨的喜马拉雅山。

在印度洋形成过程中，一些陆块离开南极洲向北漂移。这一方面使原先宽广的特提斯洋逐渐关闭，赤道环流被分隔受阻；另方面使孤立的南极洲及环绕南极洲的南大洋得以形成，为环南极洋流的最终形成奠定了基础

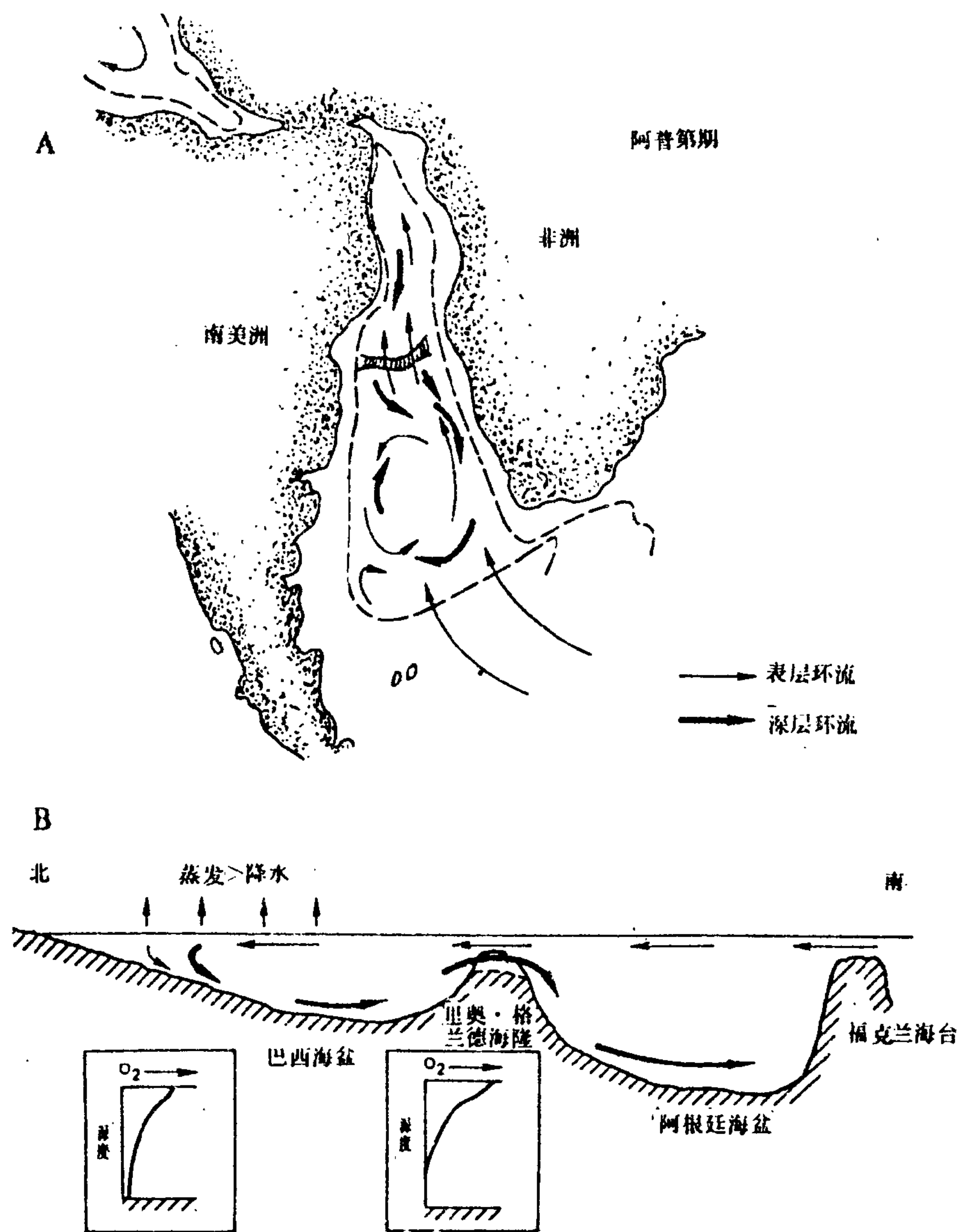


图7—3 白垩纪中期(阿普第期)的南大西洋 (McCoy & Zimmerman,1977)

细箭头代表表层洋流,粗箭头代表深层洋流.横过大洋中部的狭窄条带代表古里奥·格兰德海隆。

三、太平洋

与大西洋、印度洋不同,太平洋不是超级大陆分裂、扩张新生的大洋,而是一个古老的大洋。现代太平洋是泛大洋(古太平洋)缩小后的产物。大西洋的扩张导致美洲大陆向西漂移,印度洋的扩张则导致澳大利亚向北推进。当地球表面积不变时,大西洋、印度洋的扩张必然伴随着太平洋的缩小。太平洋周缘广泛发育着海沟俯冲带(而大西洋、印度洋的边缘海沟少见)。环太平洋的强烈地震、火山和造山运动,反映了活跃的板块俯冲作用。太平洋洋底一边在中脊轴部生长,一边沿周缘海沟俯冲,由于俯冲量超过了生长量,太平洋的面积逐渐缩减。

太平洋最老的洋底见于西北部,年龄为侏罗、白垩纪。根据太平洋西北部中生代海底磁异常的展布,Larson 和Pitman(1972)提出中生代太平洋有四个古板块:太平洋板块、库拉板块、法拉隆板块

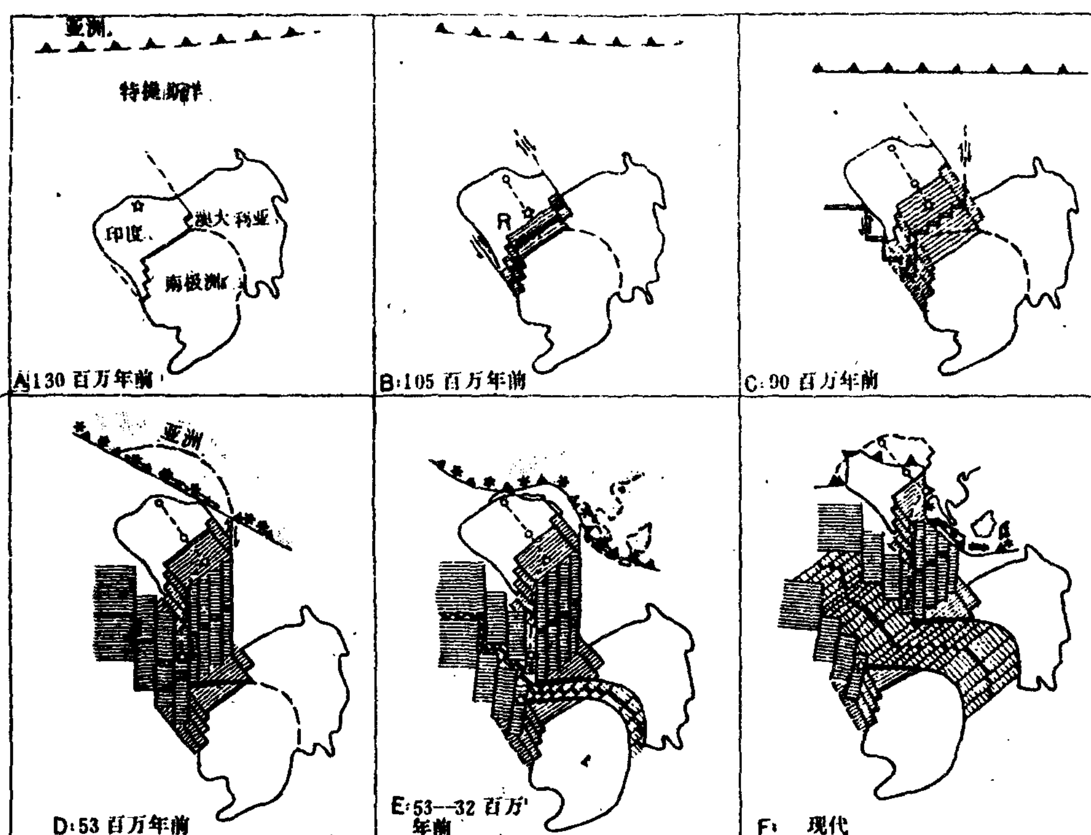


图7－4　1亿3千万年前(白垩纪最早期)至今东印度洋再造图(Curray et al., 1982)

星号代表克尔格伦热点;R代表Rajmahal暗色岩的位置

和菲尼克斯板块,它们被五条扩张脊、两个三联点分开(图7－6)。太平洋板块曾处于南半球,面积不大。中生代以来,库拉板块向北俯冲于日本、千岛、阿留申海沟之下,法拉隆、菲尼克斯板块逐渐潜没于美洲西缘之下。随着这三个板块的消减,太平洋板块的面积增大,并向北推移。据太平洋海山的古地磁研究(Francheteau et al., 1970),以及洋底沉积岩芯中高生产率的古赤道带位置随年龄变新而相对南移(Hsü,1982),均证明太平洋板块确曾向北迁移。

尽管太平洋面积在缩小,但迄今仍是世界第一大洋。与其他年青海洋不同,太平洋的环流格局未发生重大变化。晚中生代太平洋的表层环流特点可能与现今类似。当时北半球有两大环流:反气旋亚热带环流和气旋亚极地环流。在南半球也有这两大环流。中生代晚期,赤道太平洋和大西洋经中美海道相通;由于澳大利亚尚未北上,向西的赤道环流可从太平洋进入印度洋北部(Kennett,1982)。随着大西洋的扩张,北美大陆向亚洲推进,至晚白垩世,北冰洋与太平洋之间的交流受阻中止(Smith & Briden,1977)。自此以后,太平洋寒冷的底层水主要来自南部。晚白垩世至古新世(8000～6000万年前),洛德豪隆起与澳大利亚分裂,塔斯曼海张开。此后,西太平洋一系列边缘海相继扩张形成。

第三节　白垩纪古气候古海洋特点与缺氧事件

一、白垩纪古气候古海洋特点

晚中生代的古海洋环境和古气候特点与现代截然不同,其中以白垩纪的古海洋和古气候特点研究较详。西北太平洋沙茨基海隆和赫斯(Hess)海隆上阿尔必－赛诺曼阶的深海岩芯,提供了同位素资料。在白垩纪这两个海隆位于热带。假定无冰地球上大洋水的$\delta^{18}O$平均值为－1‰,那么当时浮游有

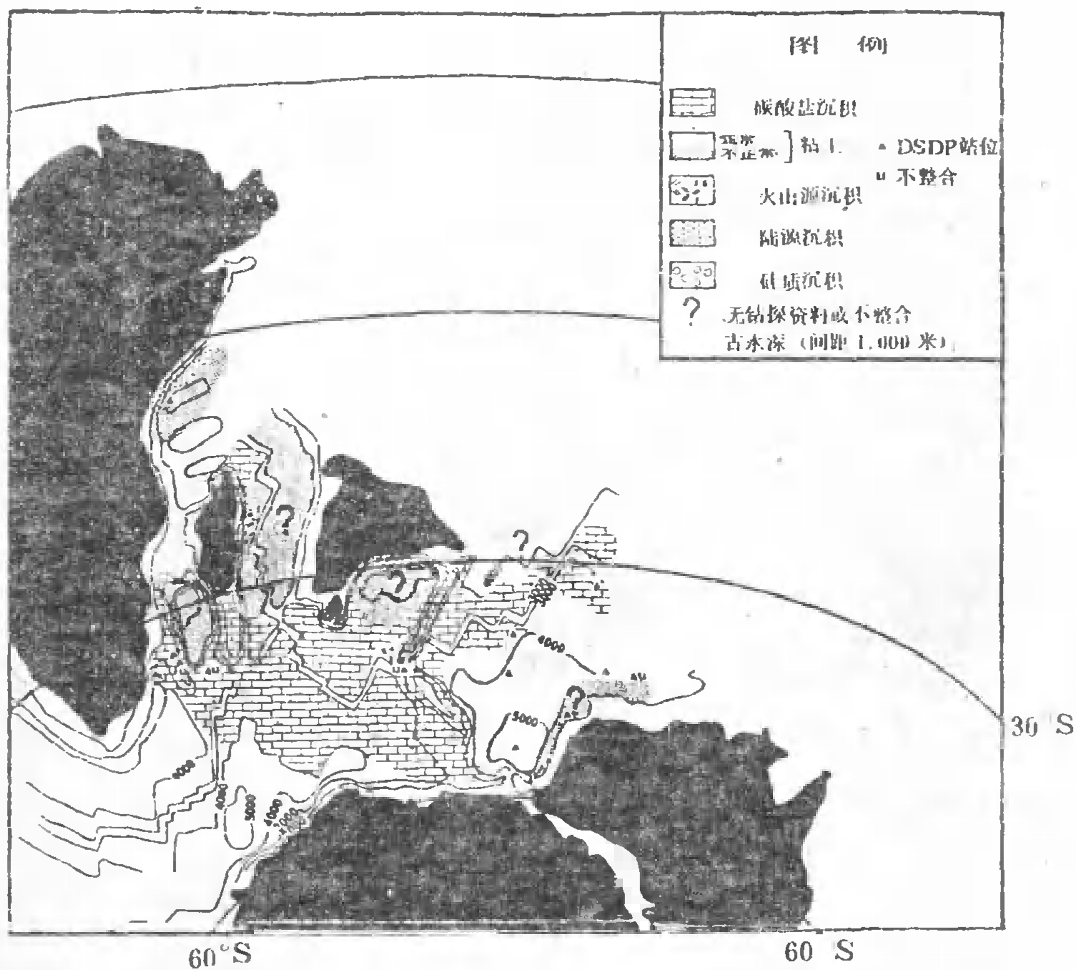


图7—5　晚白垩世(约7000万年前)的印度洋及其沉积物分布(Davies & Kidd, 1977)
图中还标出了7000万年前的古水深

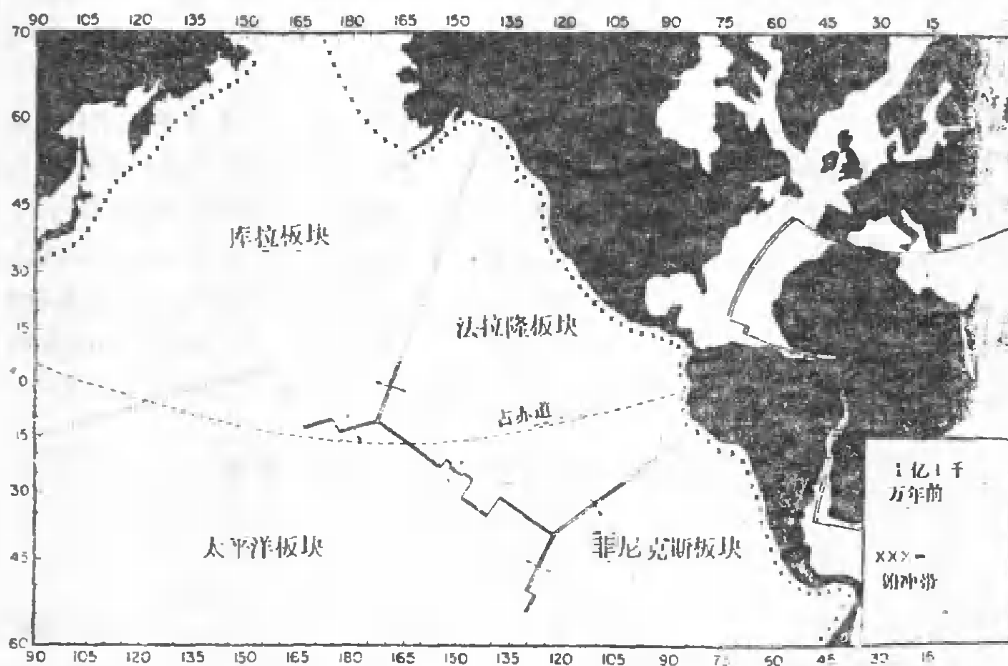


图7—6　1100万年前(白垩纪中期)太平洋中推测的板块分布图(Larson & Pitman,1972)

孔虫所记录的海水同位素温度为25°～27°C，其中高值(27°C)属于最浅层有孔虫测得的温度值。今天浅层有孔虫的同位素温度比表层海水低3°～5°C，加之选择性溶解作用也会使同位素温度值偏低一些。因此，假如有孔虫未经变化，白垩纪热带的表层水温当在27°～32°C之间，与现代相似或更热。但由于白垩纪海洋的平均$\delta^{18}O$值不甚可靠，这些古温度约有2.5°C的误差(Barron,1983)。阿尔必期底栖有孔虫的同位素温度高达17°C。在第三纪期间，深层水温度从15°C降低到2～3°C(Douglas & Savin,1975; Shackleton & Kennett, 1975)。根据现代底层水形成的方式，将今论古，推测阿尔必—赛诺曼期两极的水温约为15°C。然而，在亚热带内海广泛发育时期，亚热带所形成的热而咸的底层水可能比来自高纬地区的底层水更为重要，深层水温度就不能完全反映高纬地区的温度。这样，15°C的值可以当作两极海水温度的上限(Barron,1983)。

珊瑚礁和厚层碳酸盐沉积通常见于水温超过21°C处。白垩纪中期，礁和碳酸盐沉积十分发育，其分布范围比之现代向两极推移了5°～15°纬度。因而，按保守的估计，白垩纪的21°C等温线应向两极推移5°。为了解释白垩纪礁的分布，当时热带地区水温的下限(最冷)应接近于现代。对于无冰的地球来说，两极的年平均温度不低于0°C。

这样，对于白垩纪气候状况的估计，可以限定于最冷值和最暖值之间：(1)最冷值，赤道海水表层的温度类似于今日；两极海水表层的年平均温度接近于0°C。(2)最暖值，赤道海水表层温度比现代暖3°～5°C，约达32°C；两极海水温度约为15°C(图7－7)。在这两种情况，全球平均表层水温分别比现代高6°C和14°C。在最冷值的估计中，赤道与两极表层水的温差为26°；在最暖值的估计中，赤道与两极表层水的温差仅17°。而现代赤道与两极的温差高达41°(Barron,1983)。

关于白垩纪暖而均一的气候的成因，假说众多，主要从下列因素考虑：(1)大气层顶部所获得的太阳辐射量；(2)大气圈的成分；(3)地球表面性质。其中只有后者有比较确切的了解，因为象大气中CO_2含量变化所起的作用仍属于推断性质。地球表面海、陆的分布状况与古气候变化之间有一定联系。Barron等从近1亿年以来的几幅古地理图上统计了大于60°纬度的陆地面积、亚热带陆地面积、全球陆地总面积以及亚热带陆表海的面积，发现近1亿年来这些面积的变化趋势与底栖有孔虫得出的同位素古温度变化趋势之间有一定对应关系(图7－8)。许多学者强调高纬陆地面积的增加有利于积聚高反射率的雪(雪的平均反射率高达0.65)，从而对古气候变迁起重要作用。尽管大于南、北纬60°的陆地面积近1亿年以来的变化趋势不大明显，但大于北纬60°的陆地面积自1亿年至2000万年前确有增长的趋势。另一方面，Barron等(1980)则强调，海面变动引起陆地总面积的变化，以及亚热带陆地面积的变化对于改变全球反射率更为重要，因为海洋的反射率低于陆地，尤其低于主要分布在亚热带的沙漠。沙漠的平均反射率高达0.35，陆地的平均反射率为0.15，而海洋的平均反射率仅0.06(在纬度0°～30°)，至60°纬度增至0.13。

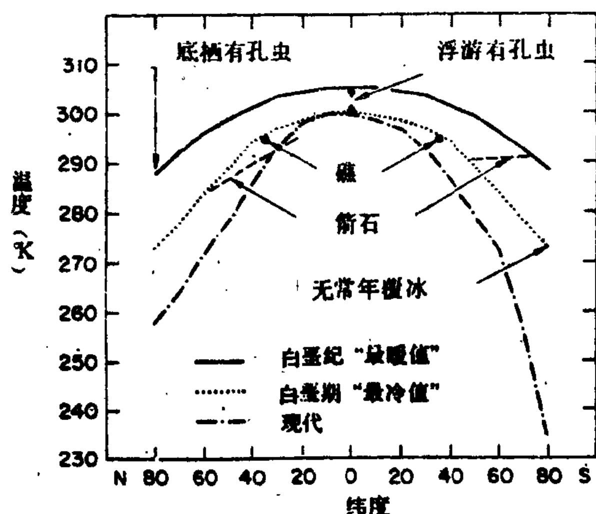


图7－7　白垩纪中期表层水年平均温度的"最暖值"和"最冷值"及其依据(Barron, 1983)

底栖有孔虫、浮游有孔虫以其同位素值提供古温度依据；现代温度值供比较用

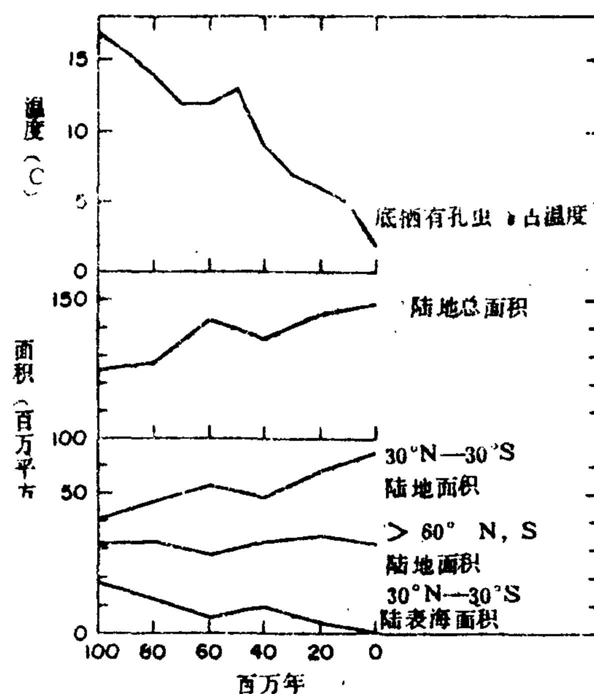


图7—8 近1亿年来古温度变化趋势与古地理趋势的比较

(Barron,1983)

古温度变化趋势据底栖有孔虫的同位素温度(Savin, 1977);古地理趋势是从一系列古地理图上(每隔2000万年一幅)量出来的(Barron et al., 1981)。

白垩纪期间,随着新洋盆的打开,形成了新的中洋脊;距今110～85百万年前海底扩张速率剧增,又导致中洋脊体积的增加,从而在白垩纪中、晚期引起了地史上最大的海侵,当时的海平面可能比现代高350米,足以淹没现代陆地面积的35%(Pitman, 1978)。这种海、陆面积比例的重大改变,是影响反射率变化的主导因素。由于低纬地区接受的太阳辐射量远比高纬地区多,亚热带陆地(沙漠)面积的变化对于改变反射率也有重要意义(Barron et al., 1980)。因此,全球反射率的变化,主要是板块构造活动所引起的陆地分布位置的改变和海面变动的结果。

白垩纪海洋面积扩展,亚热带陆地面积减小,地球上缺失冰盖,均导致反射率降低。假定云量与现代一致,白垩纪中期全球平均吸收太阳辐射量比现代多2.3%(Thompson & Barron,1981)。整个气候暖热而均一。由于白垩纪高纬海区与低纬海区之间,以及海洋表层与深层之间温度梯度较小(Douglas & Savin,1975),大洋环流较弱甚至停滞(现代大洋则有较高的温度梯度和较强的环流),海洋中化学分馏作用得以充分进行(Kennett, 1982)。当时的海水密度主要是由盐度而不是温差所控制,中纬和低纬边缘海的强烈蒸发可能导致密度较高的咸水向下沉潜,形成暖而咸的底层水(Haq,1981)。白垩纪低纬度陆地面积甚小(图7—8),由于赤道带是剥蚀作用最强盛地带,所以白垩纪期间进入大洋的陆源沉积量较低①。相形之下,生物沉积与碳酸盐沉积作用占有较重要的地位。由于缺乏寒冷的底流,沉积间断、再沉积及海底侵蚀作用比较少见。当时的CCD比现代浅得多,也可能与垂直环流停滞、底层水中CO_2含量较高有关。引人瞩目的缺氧事件便是海洋环流停滞的重要见证。

二、中白垩纪缺氧事件

第五章曾提到,在缺氧层深度范围内的陆坡地带,以及一些半封闭海盆中,发现有缺氧环境及相应的缺氧沉积物。这种缺氧沉积物在现代大洋中并不常见。然而,深海钻探发现,在某些时期,富含有

①自白垩纪以来,随着赤道带陆地面积的增大,以及海平面(侵蚀基准面)的降低,进入大洋的陆源沉积量有逐渐增长的趋势。

机质的缺氧沉积物曾广泛出现。除少数例外，中、新生代的黑色页岩大多集中在中白垩纪的某些时期内。可见，有机碳在某些特定时期的大洋中最易于形成并保存下来。这些时期的环境特点与其他一些时期（包括现代）的特点大不相同，被称为大洋缺氧事件（oceanic anoxic events，简称OAE）。作为缺氧事件标志的黑色纹层状泥或页岩，厚度不一，有机质含量高达1～30%。沉积层中缺乏底流侵蚀的痕迹，无底栖生物化石，表明它们曾处于比较停滞的缺氧环境。

深海钻探揭示，黑色沉积层的时代多属白垩纪中期（早白垩世晚期至晚白垩世早期），故也称中白垩纪缺氧事件。Arthur等（1979）曾划分出三个主要缺氧事件：

（1）晚巴列姆、阿普第和阿尔必期，称为大洋缺氧事件1（OAE1），延续时间最长，约达1500万年。

（2）晚西诺曼－早土仑期，称大洋缺氧事件2（OAE2），延续时间较短，可能不到200万年。

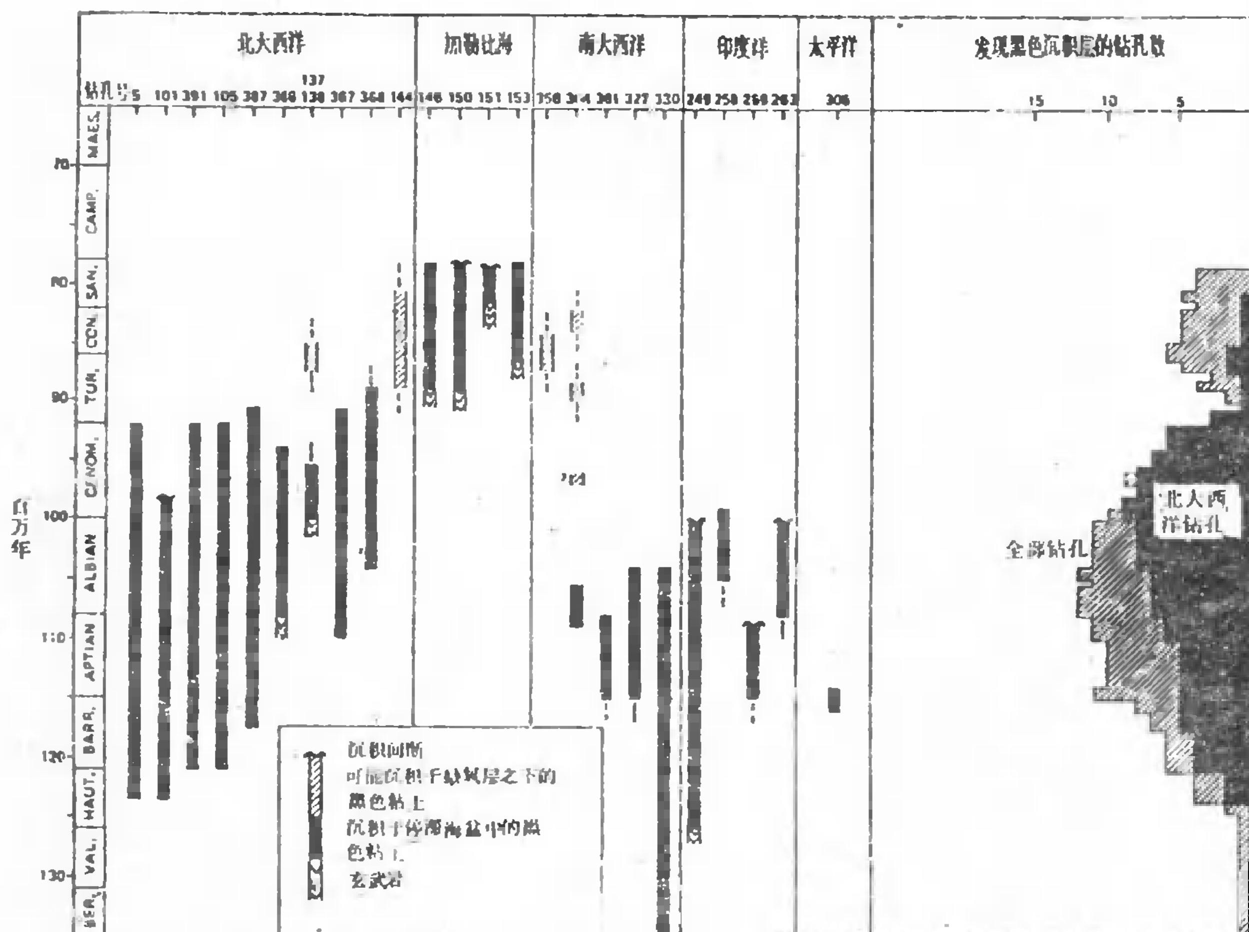


图7－9　含有黑色碳质沉积物的井芯段的年代范围（据Tucholke & Vogt，1979，引自Kennett，1982）

黑条表示推测其沉积在缺氧盆地中；斜线表示其可能沉积在中等水深的缺氧带中；虚线表示未定的黑色粘土出现范围；图左侧一排外文为白垩纪各期名称

（3）康纳克－桑顿期，称大洋缺氧事件3（OAE3），比较次要。

在大西洋和印度洋，也有些黑色页岩形成较早；加勒比海的黑色层则出现在白垩纪晚期（图7－9）。看来，广布于现代洋底的强氧化褐粘土，在白垩纪大部分时期是比较少见的。

深海钻探揭示的白垩纪黑色页岩，散布于大洋的各种构造－地貌单元，以大西洋分布最广，也见于印度洋和太平洋（图7－10）。可分以下四个海域：（1）北大西洋中部，OAE1的黑色页岩产于深海盆地环境，有机碳平均含量为1～4%，局部高达30%，有机质既有海洋源，也有陆源组分。（2）北大西洋北部，黑色页岩产于欧洲被动大陆边缘，在不同时期，水深在数百米至数千米不等。巴列姆至阿尔必期的黑色页岩，有机碳含量不超过2%，全部属陆源组分。晚阿尔必至西诺曼期的黑色页岩，局部地区有

机碳含量高达9%，有海洋源有机质。(3)南大西洋—印度洋，黑色页岩一般产于冈瓦纳破裂而形成的分隔海盆中，多属阿普第—阿尔必阶。当时南、北大西洋之间尚未沟通。有机质属陆地和海洋混合来源。沉积时的古水深在数百米至数千米之间。(4)太平洋，黑色页岩分布在孤立的海底高地(沙茨基海隆、马尼希基海台、赫斯海隆等)，而不见于深洋盆地(见Leggett,1985)。除上列外，黑色页岩在陆上一些地区也有发现(图7—10)。特提斯海白垩纪早期至中期的远海相地层中常见富碳沉积物，目前出露于阿尔卑斯山带中(Arthur & Premoli silva,1982)。

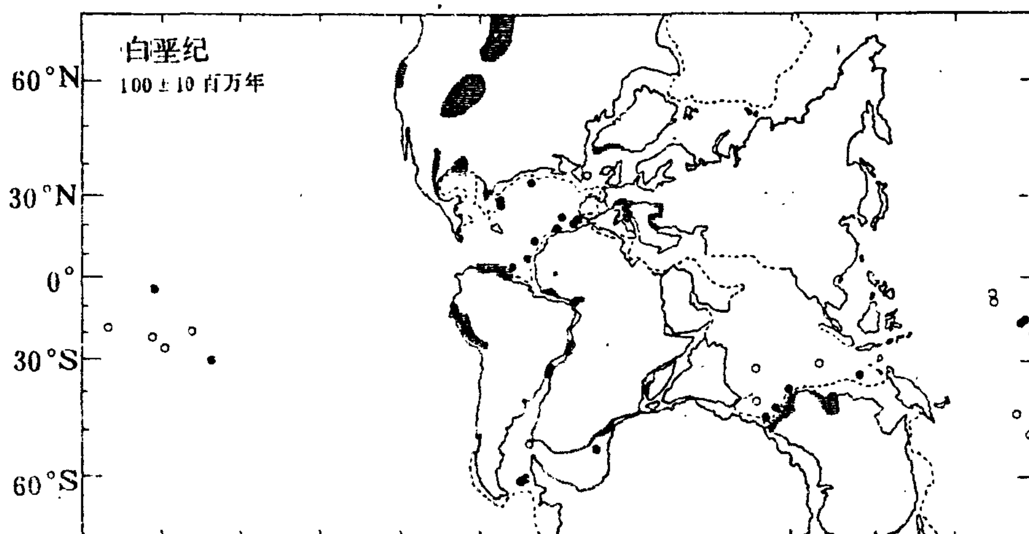


图7—10　1亿年前(阿普第—阿尔必期)黑色富碳沉积物的分布 (Fischer & Arthur,1977)
实心圈代表钻遇1亿年前富碳沉积物的钻探点；空心圈代表未钻遇此种沉积物的钻探点；带影线的陆区代表富含有机质的黑色沉积物分布区

关于黑色沉积层的形成机制，各家的说法不尽一致。鉴于沉积层呈黑色，纹层状，缺乏生物扰动痕迹，一些学者将黑色层的形成归因于海水的缺氧停滞环境。关于海盆中缺氧环境的分布，又有两种主要模式。

第一种是缺氧层扩展模式(Fisher & Arthur,1977等)。缺氧层的扩展可能与白垩纪气候均一、海水温度梯度较小、大洋环流较弱有关。Thiede (1981)根据深海钻探资料，研究了不同时代远海沉积物中再搬运化石出现的频率，发现前马斯特里克特期的地层中缺乏再搬运沉积物，表明当时的大洋水体处于较为停滞的状态。Jenkyns(1980)等注意到白垩纪中期适值全球性大海侵时期，海水淹没陆地使许多植物葬身于海洋，陆架海扩展导致海洋生物生产率显著升高。有机质自大洋水层下沉时消耗了大量氧，也可使缺氧层在垂向上和侧向上扩展，从而波及某些海底高地甚至某些海盆底部，但可以不涉及大洋深部。太平洋许多黑色沉积层分布在海底高地上、南大西洋一些碳质沉积物局限于数百米至3000米的古深度范围内，有利于缺氧层扩展模式。

第二种模式指整个海盆均处于停滞缺氧状态，有如现代黑海一般(Ryan & Cita,1977等) 现代黑海因有大量淡水注入，呈现上轻下重的稳定分层状态(盐度分层)，下层水体无法与上层水体对流交换。随着有机物质下沉，溶解氧很快被消耗。因此黑海除表层海水含氧外，整个水体(直至最底层)均处于缺氧状态。一些学者认为，缺氧或近于缺氧的环境可以周期性地出现于南、北大西洋的整个洋底(Arthur & Schlanger,1979)。

这里应考虑到构造因素的影响。白垩纪期间，一些洋盆扩张形成不久，与外洋水体交流不畅；有些海盆还受到海底高地或海槛的阻隔。推测中生代晚期世界大洋环流未必完全停息，很可能是某些受限制海盆处于停滞缺氧状态。如安哥拉—巴西海盆，在巴列姆—阿尔必期北与北大西洋隔绝，南端又受到鲸鱼海岭和里奥·格兰德海隆的隔挡，基本上处于隔绝停滞状态(图7—3)。构造因素解释了

不同海盆黑色沉积层出现的时代并不完全一致。

另一些学者则强调高密度卤水溢出的影响(Thierstein & Berger,1978)。强烈的蒸发作用使一些闭塞海盆(如安哥拉－巴西海盆)的盐度明显升高。当海槛或隔挡地形由于板块运动而下沉时,闭塞海盆中的高密度卤水可沿海底注入其他一些海盆,致使这些海盆的海水成层分布状态进一步强化。

海水的含氧量取决于温度,白垩纪海洋缺氧还可能与当时气候暖热有关。除海水最表层外,现代大洋的水温约在0°～5°C之间,氧在海水中的饱和度为7.5ml/l。同位素测定表明,白垩纪表层以下海水的温度高达15°～20°C,氧的饱和度应在5.5ml/l左右,比现代较冷的海水低2ml/l。氧在海水表层是饱和的,至深水区逐渐耗减,现代深海中实际的含氧量大约是3～5ml/l。相应地,在扣除损耗后,白垩纪深海中典型的含氧量不过2ml/l左右(Seibold & Berger,1982)。这样,一旦某些海区耗氧量较高,就很容易造成缺氧环境。

然而,另有一批学者强调黑色沉积层形成的主导因素是有机质的充分供应。黑色沉积层中的有机质,既有陆源组分,也包括海洋浮游生物活动的产物。黑色层的大规模形成可能与大量陆源有机质的输入有关,或与富含营养盐的海水中较高的生物生产率有关。

非洲西北岸外的深海钻井揭示,氧化的沉积物与缺氧(还原)的沉积物呈红、黑(或绿)相间的互层产出。这种现象很难用底层水的充氧状态与缺氧状态的频繁变更来解释(一些学者曾用上述高盐度底层水的周期性溢出来解释碳质与非碳质沉积的互层现象)。Dean 和Gardner (1982)指出,还原与氧化沉积物交互成层与有机质供应速率的变化有关。大西洋边缘的浅海沉积物中,富含海洋源和陆源的有机物,通过浊流的再搬运,大量有机物周期性地进入深海区,就形成了呈夹层形式的富碳沉积物。当富含有机质的碎屑物供应速率较低时,耗氧甚少,则形成氧化的沉积物。Habib(1982)也认为北大西洋白垩纪黑色页岩的形成与有机质的充分供应及快速埋藏有关。早白垩世期间北大西洋周缘的三角洲体系带来大量陆源有机碎屑;边缘海中甲藻和双壳纲以及大洋中浮游生物的分异度甚高。快速的沉积作用可使有机质迅速通过沉积物最上层的氧化带,沉积层中保存良好的甲藻、花粉粒、孢子、角质层和藻类等,证明了快速的埋藏作用;而较低的沉积速率则使有机质暴露于氧化带中。因此,对于白垩纪时已扩张较宽的北大西洋来说,控制富碳沉积物形成的主导因素,可能是有机质的充分供应。在这种情况下,即使在充氧的底层水之下,富含有机质的淤泥中仍可以很快呈现缺氧状态。在现代富氧的海水之下和潮间带内,有时也见有富含有机质的黑色沉积物(Curtis,1980)。沉积层中大量有机质的分解,需消耗大量的氧,从而导致沉积层,有时甚至导致底层水和中层水缺氧,底栖生物无法生存。但这种缺氧状态是富碳层堆积过程中的产物,而不是造成黑色层的起因(Dean & Gardner,1982)。

鉴于黑色层的岩性多样(页岩、灰岩、火山碎屑岩等),所含的有机质成分不尽一致(陆源或海洋源),形成的时代参差不齐,所处的古海洋环境和古水深环境也有差异,它们可能具有不同的形成过程。北太平洋的赫斯海隆和中太平洋山脉(Mid－Pacific Mountains),属于板块内部的无震海岭,深海钻探在这两处海岭上发现了富含有机碳的白垩纪黑色沉积层。赫斯海隆处为海洋源有机质,中太平洋山脉处尚含有小部分陆源有机质,二者的形成机制有所不同。赫斯海隆富碳的纹层状灰岩形成于晚阿普第—早森诺曼期,由于太平洋板块曾向西北方向移动,来自南半球的赫斯海隆当时恰好通过赤道生物高产带。有机质主要由富含类脂化合物的干酪根组成,它们来源于海洋生物。Thiede等(1982)将这种黑色沉积层的形成方式,称作横越赤道型。中太平洋山脉的黑色富碳纹层状灰岩,属早阿普第期,与火山灰呈互层。灰岩中较低的热解烃－有机碳比值,和低的氢指数,表明有机物中含有一些富含腐殖质的陆源物质。这些陆源物质(包括植物碎屑)可能来自众多的火山岛。当时,火山岛成为海流的障碍,环绕岛屿形成上升流,加之从岛屿带来营养盐类,均导致生物生产率明显提高。薄层的富碳沉积物仅代表数万年的沉积历史,且局限于不大区域,因为在相邻的钻孔中并未见到富碳沉

积物。这种小范围、短暂的薄层缺氧沉积物的形成环境，主要与邻近火山岛的高生产率及快速沉积作用有关(Thiede et al., 1982)。至于非洲北部西岸外佛得角海盆的土仑—康纳克阶黑色页岩，则可能形成于上升流环境。其中的超微化石属上升流区组合，该海盆367号深海钻井中发现黑色页岩有机碳含量超过10%，且均为海相有机质。白垩纪中期大西洋东部其他一些地区也可能有上升流发育(见任美锷，1984)。

综观黑色沉积层的成因，或认为要有大量有机质供应，或认为是海洋缺氧环境所致。如果认为缺氧事件主要反映了当时生物生产率较高，那么，值得探究的是，这种现象是如何发生和结束的。一些学者相信是白垩纪的大海侵引起了生物生产率的显著升高。但是，为什么只有白垩纪的大海侵(尽管该时期海侵的规模特别大)造成了大洋缺氧事件。无论如何，白垩纪大洋温度高，温度梯度小，环流弱，受限制的底层水循环和海水中较低的含氧量，显然是有利于黑色层的形成。在较为停滞的海洋环境下，一旦有机质供应较多，便极易出现缺氧状态。自从大约9000万年以来，随着海水退落、新洋盆扩张展宽和气候逐渐变冷，大洋环流不断增强，缺氧沉积物已比较少见。

第四节　白垩纪末的绝灭事件

显生宙计有五次最大的生物绝灭事件(奥陶纪末、泥盆纪末、二叠纪末、三叠纪末和白垩纪末)，只有最近一次，即白垩纪末的绝灭事件保存在大洋底的沉积记录中，为人们从事稳定同位素及其他方面的详细研究提供了十分有利的条件。

一、白垩纪末绝灭事件的表现

距今6500万年的马斯特里克特期与达宁期之交，盛极一时的恐龙、箭石和菊石从地球上消声匿迹了，浮游有孔虫、超微浮游生物几乎全部绝迹，仅有少数几个种幸免。海洋爬行类(如鱼龙)、飞行的爬行类(如翼龙)、六射珊瑚、瓣鳃类、海胆等大批绝灭。许多底栖大有孔虫和放射虫也遭覆灭。据统计，白垩纪末期生物共有2868属，至第三纪早期只有1502属，大约有二分之一的属绝灭了(Russell, 1977)。这一绝灭事件带有一定的选择性。远洋以及礁环境的生物蒙受特别沉重的打击，淡水生物和哺乳动物却很少受到影响。浮游的海洋生物几乎全军覆没，深海区的底栖动物却能抗御这场浩劫。形体巨大的恐龙灭绝了，一些小型爬行动物(如蜥蜴)、蛇以及某些水下种属(如鳄鱼)却幸存下来。尽管有一些陆生植物濒于灭绝，但植物界的主要变革不在白垩纪末，而是在早白垩世。大多数植物安然度过了白垩纪末的灾难。

晚白垩世气候暖热，生物分异度极高。一些钙质浮游微体生物及造礁生物是在它们演化辐射的鼎盛期或接近于鼎盛期绝灭的。白垩系—第三系界面下的深海沉积物，所含微体动物群和超微生物群均属白垩纪种，过渡层以上则完全是第三纪类型，生物面貌截然不同。在意大利古比奥(Gubbio)海相沉积剖面上，白垩系顶层为富含浮游有孔虫的深海灰岩，界面附近为极薄的粘土层，仅含少量底栖有孔虫，粘土层被含极少量小型深海有孔虫*Globigerina eugubina* 的深海灰岩所覆，再向上则是富含各种第三纪微体和超微生物的灰岩。在许多陆地和深海剖面中均发现深海微体动物群组成的急剧变化。界面附近的海相粘土或页岩中，浮游和底栖有孔虫个体小、壳薄、分异度低，含*Heterohelix*、*Woodringina*、*Guembelitria*、*Hedbergella*、*Globigerinelloides*等。西班牙东南部一剖面的界线粘土层中大多为球截虫类。当时超微化石的分异度也低，以抗溶种占优势。穿越白垩—第三系界面的有孔虫均为适应白垩纪浅海表层水生活的种，或者是较深的缺氧层中的种，缺少硅质浮游生物，表明当时海水所含营养组分甚少(Boersma,1984)。看来，在第三纪浮游生物勃发之前，大洋中有过一个短暂的缺氧、低生产率时期。据深海钻探73航次524号钻井的资料，在白垩纪末界面以上，第三纪最早期

的沉积物中包含某些"白垩纪生物群"的化石(图7－11)。如果这些化石实际上是生物扰动或再沉积作用的产物，那么所有白垩纪种属可能都在白垩纪末极短暂的事件中毁灭。根据西班牙一海相剖面界线层的沉积速率，曾有人估计这一事件的延续时间可能只有50年(Smit & Hertogen,1980)。不过，这些化石是否都属于再沉积作用产物还待进一步研究。更可能是，界线层中有的白垩纪生物化石确是这场灾难的最后幸存者，这些幸存者大约苟延数万年之后才彻底灭绝(Hsü et al., 1982)。

白垩系－第三系界面上沉积物的性质有所变化。界面处，白垩系灰岩之上往往覆以粘土层或泥灰岩层，其$CaCO_3$含量极低(图7－11)，显示钙质浮游生物数量骤减，CCD一度灾难性上升。524号及其他深海钻井发现白垩系最顶部浮游有孔虫的广泛溶解现象，表明白垩纪末期海水具有更强的溶解能力。尔后，随着第三纪钙质浮游生物的爆发性发展，粘土层之上重又被灰岩层所覆盖。在大多数剖面上，白垩系－第三系界面处见有沉积间断、硬底(hard grounds)、磷灰石以及开阔海海相沉积的黄铁矿化现象(Boersma, 1984)。一些界面上未发现粘土层，就可能与底流侵蚀引起的沉积间断有关。

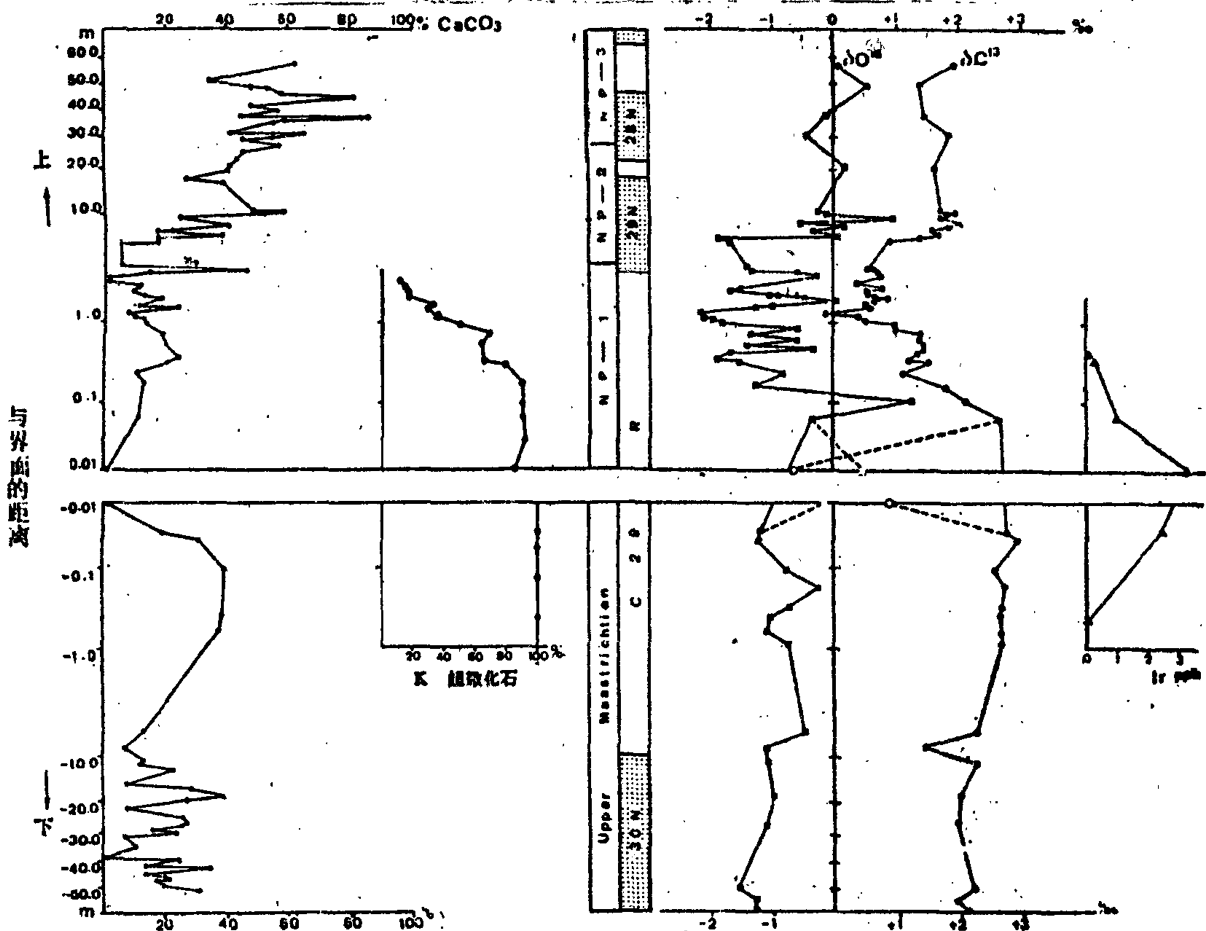


图7－11 524号钻井白垩系—第三系界面处，$CaCO_3$含量、白垩纪超微化石含量、$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$及铱含量的变化 (Hsü et al.,1982)

524号钻井位于南大西洋开普海盆29°29'S,3°31'E处，钻井水深4796米，界面位于海底下203.56米处。图7—11中离界面距离采用对数座标，向上和向下分开表示，以突出界面附近情况。还表示了古生物分带(NP－1等)和磁性地层单位。如图所示，$CaCO_3$含量从界面以下的30～40%，至紧接界面处下降至0.13%，直到第三纪开始后约300000年(超微化石带NP2)才恢复正常。白垩纪超微化石含量在紧靠界面上方超过90%，向上逐渐减小，至界面以上1.9米处减少到20%以下。$\delta^{18}O$值显示在界面以上先有一表层水低温异常(＋1.26‰)，然后出现高温异常(－2.13‰)。$\delta^{13}C$值从界面以下的2.93‰，至界面以上降低为－0.16‰。在紧靠界面之上出现铱含量异常峰值(3.3ppb)。

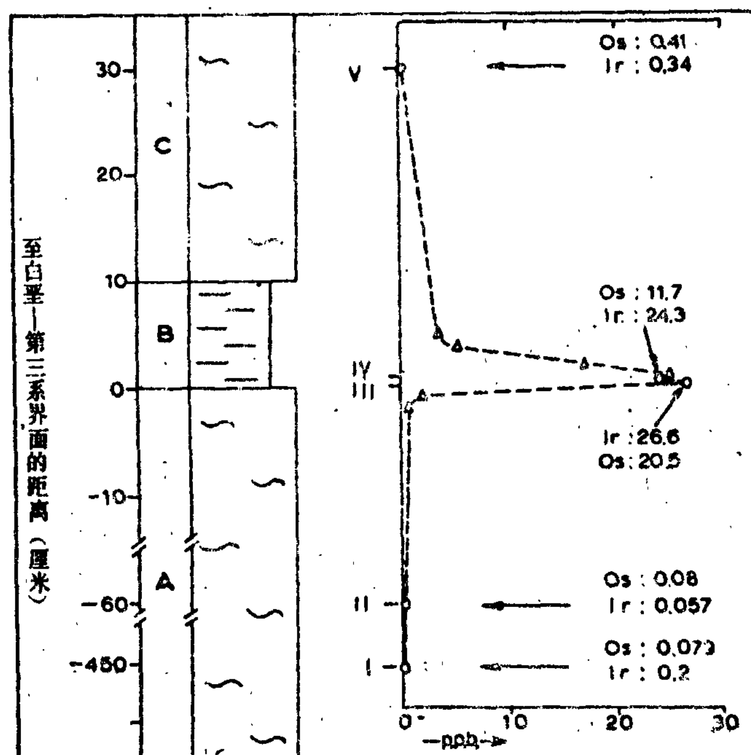


图7－12　西班牙卡腊瓦卡附近一剖面白垩系与第三系界面上Ir和Os的含量变化

（据Smit and Hertogen, 1980）

C.古新统最下部的*Micula prinsii*带；B.过渡层；A.白垩系最上部的*Globigerina eugubina* 带

白垩系－第三系界面上的氧同位素异常反映了海水温度的变化。Boersma等(1979)研究了北大西洋384号钻井界面上$\delta^{18}O$值的变化，得出白垩纪－第三纪之交海水表层温度上升2.5°C左右。其他一些钻井岩芯的氧同位素分析也表明当时有变暖趋势，如大西洋398号钻井(Hsü,1981)。南大西洋的同位素温度显示，古新世最早期表层水温上升，底层水温下降，从而使垂向的温度梯度增大(Boersma,1984)。

界面上下沉积物的碳同位素分析表明，白垩纪末期绝灭事件伴随着$\delta^{13}C$值的显著变化，许多远洋碳酸盐的$\delta^{13}C$值降低了1～2‰(Brennecke & Anderson,1977)。Boersma 等(1979)对384号钻井界面处的碳同位素异常作了详尽分析，发现浮游和底栖有孔虫的$\delta^{13}C$值都下降了1.5‰。鉴于此异常涉及到海面和海底附近的水体，似乎整个海洋的碳同位素都发生了变化。524号钻井界面下的$\delta^{13}C$值为＋2.93‰，至界面以上降低为－0.16‰，数万年期间下降了3‰(图7－11)(Hsü et al.,1982)。由于生物倾向于利用^{12}C，故大量海洋浮游生物绝灭会导致$\delta^{13}C$明显下降。马斯特里克特期表层水$\delta^{13}C$值升高，反映当时海水的营养物质含量和生产率较高。界面上$\delta^{13}C$值降低，其梯度也低，说明当时海水中营养水平、含氧量和生产率甚低。至古新世，表层$\delta^{13}C$值出现引人注目的上升，在古新世晚期还记录到中层、底层水$\delta^{13}C$值的上升，显示了生物生产率回升(Boersma,1984)。

白垩纪末期事件还伴随着铱、铂、锇、铑等铂族金属元素含量的异常。古比奥附近剖面上白垩统铱含量的背景值为0.3ppb，界面上方富粘土薄层的铱含量陡增至9.1ppb，大约是背景值的30倍(Alvarez et al., 1980)。在西班牙东南部卡腊瓦卡附近一剖面上，白垩系、第三系界线层的Ir、Os含量分别比背景值高450倍和250倍(Smit & Hertogen,1980)(图7－12)。这种铱锋值也发现于丹麦和新西兰(Alvarez et al., 1980)。在丹麦，界面上过渡层的铱含量比背景值大160倍。近年来的研究表明，铱含量异常在全球各地分布甚广，还散见于美国得克萨斯、太平洋和大西洋一些地方的界线沉积层中(水谷仁,1982)。如524号深海钻井揭示，紧接界面之上铱含量升高到3.3ppb(图7－11)。最近，

我国研究者在西藏仲巴地区白垩—第三系界面附近的粘土层中也发现了铱含量异常(Sun et al., 1984)。

二、白垩纪末绝灭事件的解释

为解释白垩纪末期的绝灭事件,提出了种种假说,大体上可归纳为地内成因说和地外成因说两大类(徐道一等,1983)。前者多属于渐变说范畴,后者则具有灾变性质。地内成因说主张地球上的环境变化导致生物变异或绝灭。如气候急剧变冷,海平面变化,地磁场倒转,火山爆发,海洋中有害元素含量的增加,海洋生产力的降低等。这些假说的共同缺陷是难以解释生物绝灭的突发性和全球性,除火山爆发说外也难以解释铱含量的突然升高。就气候剧变说而论,第四纪极严酷的气候条件并未导致如此强烈的生物绝灭,况且也不存在白垩纪末气候急剧变化的证据。地磁场极向倒转在地史中频繁发生,很难理解何以白垩纪末的转向会导致不寻常的生物灭绝。有的学者提出,原先封闭的北极盆地在白垩纪末打开,淡水外溢流布于大洋表面,导致浮游生物绝灭(Thierstein & Berger, 1978)。这一假说不能圆满解释陆上生物(如恐龙)的覆灭以及底栖生物体的同位素异常,同样也不能解释界面上的铱含量异常。此外,也缺乏白垩纪北极海盆封闭隔绝的证据;即使有淡水溢出,也不可能到处泛溢,流遍全球,况且也没有大规模淡化的古生物证据。有的学者提出海退导致环流变化,减小海洋生物的生存空间,是造成灭绝的主因。但对于大量灭绝的浮游生物来说,海退并没有使其栖息地明显缩小。1971年,Worsley 提出白垩纪末 CCD 突然上升说。看来这也不是导致灭绝的原始起因,姑且不论 CCD 上升机理这一难题,在白垩纪、第三纪之交虽有不少钙质壳生物灭绝,但也有一些生存下来;大多数钙质生物带有有机质外膜能够防止腐蚀,故可以在 CCD 之下存活。至于火山爆发和毒性元素含量增长说,反对意见是:当时火山活动不甚强烈,也缺乏有毒元素含量增长的地球化学证据。还有人认为,由于世界大洋中营养物质或某些重要矿物的不足,或是浮游微体生物的选择性死亡,导致大洋中食物链破裂,引起白垩纪末的大绝灭。这也不象是绝灭的主导因素,因为有许多食物链中级别很高的成员(捕食动物)曾先于浮游生物绝灭(Kauffman, 1984)。鉴于单纯的地内成因说有这样或那样的困难,近年来不少学者将注意力转向地外成因说。

研究白垩纪末绝灭事件的知名学者,加拿大的 Russell 最近指出:"在大型爬行类的历史上,直至白垩纪末之前并没有什么迹象预示它们即将绝灭。""我倾向于认为绝灭是一种短暂的、灾变性的环境压力的结果"(Russell, 1984)。他强调,按照现有的知识,不能否定地外模式是灾变的一种可能原因。

地外成因说主要涉及超新星爆发和星体撞击说。超新星爆发是恒星世界已知最剧烈的爆发过程。爆发时其亮度骤增上亿倍,释出能量$10^{40}\sim10^{45}$焦耳,并发射出高能宇宙线,可直接杀伤生物机体,或通过破坏大气中臭氧层,及导致气候变化对生物造成间接危害。靠近太阳系的超新星爆发,影响尤为强烈(徐道一等,1983)。然而,在白垩纪末期事件中,陆上生物,特别是陆上植物所受的影响不及海洋生物,这是超新星爆发说所难以解释的;此外,在界面上未发现^{244}Pu之类的超新星爆发物,界线粘土层中的铱也具有太阳系的^{191}Ir/^{193}Ir比值。由此看来,超新星爆发的说法似乎难以成立(Russell, 1982)。

目前谈论较多的是星体撞击说。铂族元素在地壳和上地幔中的含量远小于太阳和陨石。白垩系—第三系界面上铱、铂含量猛增被当作地外物体进入地球的标志(Alvarez et al., 1980),异常高的铱含量便是陨星碎片混入界面粘土层的结果。铱异常的发现极大地推动了白垩纪末绝灭事件的研究,自1981年5月至1982年4月一年之内就召开过四次国际会议,专门讨论白垩纪是如何结束的。有人试图将铱解释为大规模火山爆发的产物,但近年来一些学者已鉴别出界线沉积层中石英晶体分子结构的变化,这种变化被认为是陨星撞击时的高压引起的。陨落的星体可以是小行星,也可以是彗星,迄

今仍有不同的看法。

不少学者主张小行星撞击说(Alvarez et al., 1980)。从界线层中的铱含量异常及陨石中的铱含量，推算该陨星的直径约10千米左右。Emiliani(1980)估计，一颗直径10千米的阿波罗类小行星的坠落可以在极短时间内产生4×10^{23}焦耳的能量。如果能量均匀分布，相当于每平方千米地球表面爆炸10万吨TNT。在冲击过程中，大气中的氮和氧可能化合生成氧化氮，这将耗尽地球上的臭氧层，在一定时期内强烈的紫外辐射可以杀伤生物。小行星陨落撞击地球时自身破碎，并击碎地面物质(形成陨击坑)，掀起大量尘埃，可散布于大气圈中数月不散。植物的光合作用因此遭受压抑，并导致食物链的崩解而危及一系列生物。陨星撞击释出的巨大能量足以使大洋表层50米和对流层下部的温度上升5°～10°C，水蒸汽的温室效应也会使气温升高，这对于许多热带生物将是致命的打击(深水和高纬地区的生物所受影响较小)，尤其是那些对高温极其敏感的生物。一些学者倾向于认为恐龙是热死的，当全球气温上升10°C时，许多笨重的兽类可能就难以维持其体温了。近来的研究还发现，爬行动物后代的性别取决于孵化的温度，例如在温度超过34°C时孵出来的鳄鱼全是雄性。如果恐龙在白垩纪末的高温下也一度变成只有雄性而无雌性，自然也会断绝后代而绝灭。

从丹麦、西班牙到新西兰的白垩系—第三系界线粘土层中，都发现含有0.36～0.58%的石墨碳，呈0.1～0.5毫米大小的充气团块出现，这显然是一层全球性分布的煤烟。据此，Wolbach 等(1985)推断这是巨大陨星撞击，引起一场毁灭性大火灾的产物。以全球估计，此层煤烟的丰度相当于每平方厘米0.021±0.006克。由此推想，当时地球上大片植被被焚毁(可能还有一部分矿物燃料被烧掉)，约相当于现今地球上生物量的10%，产生的烟尘遮蔽地球表面，引起大量生物绝灭。

一个10千米大小的陨星若坠落陆上可产生直径200千米左右的陨石坑。鉴于迄今未发现相应的巨大陨石坑，一些学者推测陨星曾坠落于大洋中。Depaolo等(1983)专门研究了西班牙Caravaca地区白垩系—第三系界线粘土层中冲击作用带来的地球物质的同位素成分(根据估算，扣除了粘土层中陨石及当地的碎屑物质部分)，发现界线粘土层与相邻层位的粘土物质相比，具有较低的Sr含量，较低的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值以及较高的$^{143}Nd/^{144}Nd$比值，提示陨星曾坠落于海洋中，从而飞扬出大量洋壳物质；如果是冲击大陆地壳所产生的岩石尘埃，则应具有较高的 Sr 含量和$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，较低的$^{143}Nd/^{144}Nd$比值。已知大洋地壳各层及其下的地幔具有不同的同位素成分，根据界线粘土层中Sr 和稀土元素的含量较低，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值较低，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值以及Ni、Co、Cr 的含量较高，推测大部分冲击物质来自大洋岩石圈内至少3～5公里的深处，因而，这是一颗相当大的陨星。稀土元素含量甚低(加上铂族元素含量甚高)，也不利于界线粘土层的火山成因说。陨星坠落于大洋中与坠落于陆地上所造成的效应有重要区别，主要是前者会导致巨量水蒸气的逸出(进而导致地表温度显著升高)，并引起灾难性的海啸(DePaolo et al., 1983)。模拟计算表明，如果巨大的陨星落入大洋，其冲击能量相当于12级地震，可飞出大量水蒸气和砂土进入大气圈，在撞击点附近会发生波高达5000米以上的海啸，致使栖息于大陆低地的生物被席卷殆尽。

许靖华等(Hsü, 1980, 1981; Hsü et al., 1982)认为碰撞物体可能是彗星。彗星冲击的某些效应类似于小行星，都会引起大气圈或水圈变热而杀灭某些生物。但彗星撞击地球可能会产生强烈的毒化作用(虽然其他星体下落时的爆发物也可以造成某种毒化作用)。彗星含有碳、氢、氧、氮以及氰化物等成分。它带来的氰化物若进入海洋可毒死大批浮游生物。它带来的大量地外二氧化碳输入海洋，加上氰化物氧化为二氧化碳而解毒，可引起 CCD 灾难性上升，使一些钙质浮游生物灭绝。生产率陡降导致部分二氧化碳从海洋转移至大气，氧同位素所揭示的温度升高便与二氧化碳或水蒸气的温室效应有关。彗星输入的大量较轻碳同位素则加剧了碳同位素异常。

许靖华还注意到苏联南部已发现两个白垩纪末期的陨石坑。如果这是一次小行星的灾难性撞击事件，这两个陨石坑的规模(直径25千米和3千米)显然是太小了。但如果假设一个低密度的彗星在略

落过程中已崩解为较小的碎块，那就可以解释该事件造成的陨石坑何以会这么小(Hsü, 1981, 1983)。

应当指出，运用星体撞击说解释白垩纪末期事件，还存在一些有待继续研究的问题。比如，为什么北半球高纬地区植物绝灭的相对数量远比热带地区多。如果是陨星冲击引起的尘埃遮蔽和温度升高危及生物，较为脆弱的热带植物理应首当其冲，所受的影响更大。星体陨落说也未能说明有的陆上生物绝灭何以会晚于海洋生物。一些陆相剖面的测量表明，恐龙的最后消失年代相当于C－29时(磁异常29)的上部；在古比奥及其他海洋剖面，浮游生物的绝灭则在 C－29与C－30时之间(Alvarez et al., 1977)。某些地区恐龙的绝灭比海洋浮游生物的绝灭延迟约50万年。据西班牙北部 Zumaya 地区白垩—第三系界面附近地层的研究，尽管发现颗石藻和某些浮游生物确实在界面处突然死亡，但菊石和双壳软体动物叠瓦蛤类(inoceramids)早在马斯特里克特中期便逐渐衰落(分异度减小)，最后物种的消失也是在界面铱层之下，即在陨星冲击发生之前(Stanley, 1984)。因而，对于生物绝灭中内因的重要性，也值得加以注意。

Gerstel 等(1986)在研究了北太平洋沙茨基海隆 DSDP 第577号钻井后指出，在白垩纪—第三纪交界之前两万年就已出现小个体的 *Guembelitria cretacea* 与 *Globigerina eugubina* 浮游有孔虫群，反映当时海水已开始变凉。这是穿越白垩纪—第三纪界线的仅有的两种浮游有孔虫。而且在界线以下20～30厘米之内，底栖有孔虫和浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 值已有变化，表明在白垩纪末事件之前有明显的古海洋学变化发生。

白垩纪末期事件中生产率曾经急剧下降，对此并无异议。但不少学者认为生产率的下降早在白垩纪—第三纪交界之前即已发生，且延续甚久，未必是陨星撞击的结果。如 Zachos & Arthur (1986) 通过对 DSDP 356、384号等钻孔的分析，普遍发现白垩系—第三系界线附近浮游生物化石的 $\delta^{13}C$ 值和 $CaCO_3$ 堆积速率均大幅度下降，前者下降0.8‰至3.0‰，后者可减少0.3～2.0克/平方厘米・千年，二者均显示初始生产率明显下降，但从地球化学资料看，这一生产率下降事件延续达一百万年之久。陨星冲击固然可以造成生产率的急剧下降，但只能延续一百年至一千年。这种长期性的生产率下降应由某些大洋化学或大洋环流的变化引起；而大洋环流或大洋水团稳定性的变化，可能由构造运动或海面升降造成，陨星撞击只能起一种激发或强化作用。

对于陨星撞击说的主要证据铱异常，也存在着不同意见。撞击说的反对者提出，在一些沉积速率极低的地区，正常宇宙尘的缓慢堆积有可能在界线粘土层中造成铱异常，而无需求助于星体陨落。粘土吸附或生物富集作用也有可能造成铱异常。前不久有人发现夏威夷基拉韦厄火山喷出的微粒中也富含铱(Zoller et al., 1983)。Officer 和 Drake (1985) 认为，现有的地质证据有利于说明界线层中高含量的铱及其他元素来源于地幔而不是陨星，这些含量异常的元素并不是于瞬间沉积形成的，而是在一万至十万年期间陆续堆积的，因而最好用较短地质时期内一系列强烈火山喷发事件来解释，而不是一次星体冲击事件。如何根据微量元素谱来区分地内来源与地外来源的铱异常，目前正在研究中。另从 DSDP 356、384号等钻井分析，白垩纪至第三纪之交就生物地层看属连续沉积，但并无铱异常发现(Zachos & Arthur, 1986)。从论证的方法学来看，不但要重视研究界线层上的铱异常，更应注意广泛地测定非界线层中的铱含量，以证明铱异常是否仅出现于界线层内而不见于非界线层。

Kauffman(1984) 注意到对白垩纪末的大规模绝灭仍然缺乏详细的剖析。他以菊石、瓣鳃类等大化石为主解剖海洋生物绝灭的格局，认为有足够的证据说明：白垩纪末的绝灭以较大的海洋生物而言是在1～5百万年的时间尺度内逐渐变化的。它主要是由一系列急剧的环境变化彼此叠加而致的大规模环境恶化所引起，这些变化包括海平面退落、水化学(特别是氧)、大洋温度、环流、气候、生境的大小和多样性，以及由此产生的竞争加剧和其他生物效应。一系列环境因素必须在时间上重叠才能引

起大规模绝灭，这些环境因素中有许多相互关联，有的则是偶然发生的。从白垩纪期间的几次绝灭事件来看，一些相似的因素曾以共同次序出现。Kauffman 也不否认白垩纪末地外事件的存在，他认为绝灭过程在环境恶化、生物逐渐衰落的最终阶段由于某种地外事件而强化了。他将这种地外事件比拟为在负重的骆驼背脊上添加的最后一根稻草，它最终压断了骆驼的背脊（Kauffman，1984）。总之，白垩纪末期的危机有可能包含了一系列渐进的古环境变化，这些相继发生的环境恶化又为灾难性事件所触发或加剧。缓慢的渐进的变化和突发的灾难性变化都是客观存在的。把渐变与灾变的观点结合起来，看来是可取的。

三、罕见事件与新灾变论

为了解释白垩纪末期绝灭事件的急剧、突发性质，人们竟然求助于星体撞击这类典型的灾变论观念。在均变说取代灾变论统治地质学论坛将近一个半世纪以后，许多地质学家开始重新认识和估价地质发展过程中的灾变现象。事实上，近六、七亿年来的地史中，发生过三次大冰期、五次生物大绝灭、多次强烈的造山运动。一些突然发生的灾难性事件可能深刻地影响到地质历史的演化进程（徐道一等，1983）。

灾难性事件一般比较罕见，但罕见事件不等于不可能出现的事件。不可能事件是违反已知定律的事件；罕见事件则是自然界中可能出现，但只在一定时间内偶然发生的事件（Thiede (ed.), 1983）。Gretener(1984) 强调指出，在地质学中，将"不可能(impossible)"与"不大可能(improbable)"这两个概念混为一谈，不加明确区分，这是严重的错误。

什么叫"事件"？最简单的回答是，它的持续时间占所讨论的全部时间不到百分之一。某一事件属于罕见还是常见，与涉及的时间尺度有关。哈雷彗星的出现在一个人的一生中是罕见事件，但在人类历史中却屡见不鲜。这很象掷八粒骰子的游戏。只掷几次，不能期望会掷出八个"6"，但如果一直掷下去，那就肯定会碰上八个"6"。统计学表明，掷600万次，就有95％的概率至少出现一次八个"6"。

表7—1　不同类型事件的时间尺度

事件类型	至少发生一次（有95％概率）所需的年数
正常事件	100年
常见事件	1000年
复发(recurrent)事件	100万年
偶然事件	1亿年
罕见事件	10亿年

Gretener (1984)提出区分不同类型地质事件的时间尺度，如表7—1所示。这些时间尺度的选择纯为实用性质，并不严格。复发事件在化石记录中是重要的；偶然事件包括重大化石群的改变；罕见事件在地球历史上只有几次。

一些事件罕见与否还取决于它们的规模。小型的塌方是常见事件，而体积超过10^{12}立方米的滑坡大约5000万年才发生一次，应属偶发事件。塌方发生的的频率(f)与其大小 (v,体积)成反比（Thiede (ed), 1983）(图7—13)：

$$f=K\frac{1}{V}$$

同样，小的陨星十分常见，并没有给人类带来丝毫危害。陨击坑在地表也不鲜见，但巨大的天体坠落造成直径达500千米的陨击坑，则是罕见事件。根据已有的陨击坑，Hughes(1979) 估计了陨击坑的发生频率，可用下式表示：

$$\phi=\frac{1}{1400D^2}$$

式中ϕ是地球上每年形成陨击坑的个数，D 为陨击坑直径，以千米为单位。按此式，直径500米的小陨

击坑每350年就可能产生一个(为常见事件),而直径100千米的大陨击坑平均每1400万年才形成一个。在显生宙期间,至少有一个陨击坑,其直径达500千米以上;这期间形成的直径100千米的陨击坑,计有40个之多。由此可见,一些事件在我们生活的时代,好象难以置信;在近代,也似乎不大可能发生;但在漫长的地球历史上则完全可能发生,或者是肯定无疑的。新灾变论强调,在漫长的地质发展过程中确实出现过一些罕见的灾难性事件,它们在地史演化中的重大作用值得予以重视。

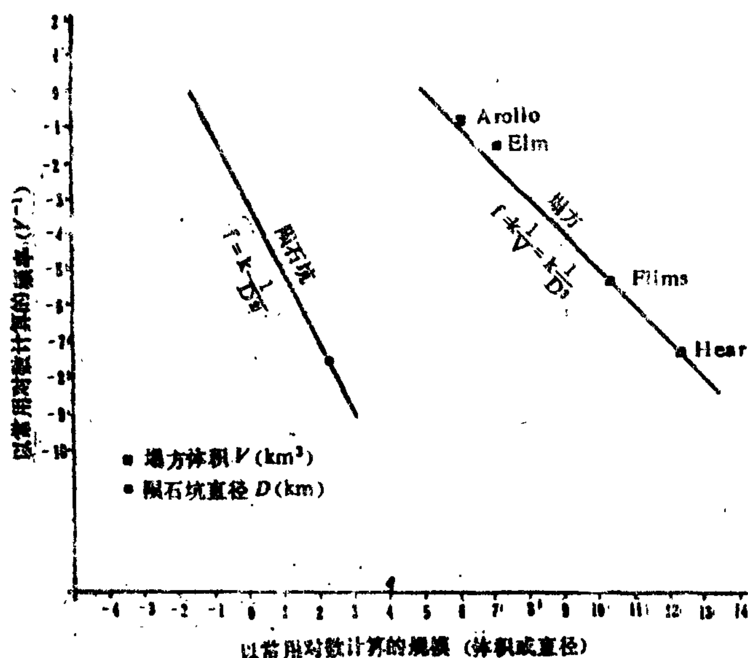


图7—13 作为地质事件的塌方和陨击坑的出现频率与规模的关系 (据许靖华,引自Thiede (ed.), 1983)

实际上,就在不久以前,人类已经目睹了很可能是慧星或其他天体陨落造成的一场浩劫,这便是举世震惊的通古斯大爆炸,尽管它的规模远不及发生在6500万年前的那场灾变。1908年6月30日当地时间7时17分,西伯利亚中部通古斯(60°55′N,101°57′E)上空,突然出现了一颗耀眼的巨大火球,随即发生骇人的爆炸,上千千米以外可闻其声,2000平方千米范围内的树木皆被击倒,有的树木被连根拔起;1500头驯鹿在这场灾难中顷刻丧命,遗下了一具具烧焦的尸体……。几十年来,关于通古斯大爆炸,已经发表了数以千计的文献。但由于长期以来未能找到确切的陨石碎片和陨击坑,所以论及通古斯事件的起因,各家的意见远未统一。除星体坠落说外,还提出了更难令人信服的黑洞说、外星人宇宙飞船爆炸说、核爆炸说等。不过,新近的研究已有重大进展。Ganapathy 发现通古斯地区土壤中一些金属小球(直径不到1毫米)的铱、镍和钴的含量显著升高,连同其特有的Ni /Ir 比值,表明这些小球正是陨石的碎屑。金属小球的分布特点也与通古斯爆炸当天的风向符合。这位研究者还研究了南极洲的冰芯,发现1908～1909年的冰层中铱含量突然上升,高达背景值的4倍左右,表明该陨星在空中爆炸后碎屑物质进入平流层,然后散落于地球各处。根据南极冰层的铱含量异常推算,这颗坠落天体的直径至少有160米,重达700万吨以上(Ganapathy, 1983)。通古斯大爆炸系起因于星体的坠落,也为白垩纪末期事件地外成因的可能性,提供了旁证。

灾变论的复兴与地质学(包括古海洋学)、天文学等学科取得的新进展有关,它与经典灾变论将突变归因于神和上帝的说法是有明显区别的。居维叶的灾变论包含有两个要点:灾难性的绝灭速度和特殊的创造行动。上帝神创论的观点固然不堪一击,而灾难性绝灭速度却为越来越多的事实所证实。新灾变说完全抛弃了无稽的神创论,但接受了灾变是现实存在的观点。它认为是罕见事件(而不是造物主)导致了灾变。

莱伊尔的均变论也包括两个要点：(1)自然法则是不变的；(2)自然过程的速度在地球历史上也是均一的、不变的。前者依然是科学的基础。然而，白垩纪末绝灭事件及其他灾难性事件(如后面将要提及的地中海盐度危机)的发现，证明第二个论点是错误的(Hsü, 1982)；不能认为过去的过程总是与今天相同的规模和大致相同的速度进行。Gretener 强调，"The present is the key to the past (现在是了解过去的钥匙)"这句话，错就错在第二个"the"字上；这句名言可以理解为，过去有的事物现在全有，过去的一切都可以通过观察现在我们周围的事物来了解。但事实上，在地质历史中有许多要素经历了不可逆的演变，例如在志留纪以前大约90％的地球历史上，陆地上没有多少生物；地热流在地球历史上随时间的推移曾经明显地减弱；大气成分发生过重大的变化等等。过去出现过的一些罕见事件(如白垩纪末绝灭事件)，在今天乃至在人类历史上并未见及。因此，现实主义原理仅仅是部分正确的。更确切的提法是："研究现在为观察过去提供了钥匙眼"(Gretener, 1984)。这样，我们不但要驱除神创论的幽灵，也应当摒弃速度均匀的偏见。然而，均变论与灾变论无疑都含有正确的一面。将莱伊尔与居维叶两者的精华结合起来，这就是新兴的现实主义灾变论(actualistic catastrophism) (Hsü, 1983)。

达尔文的生物进化论曾受到莱伊尔均变思想的深刻影响。随着灾变论的重新抬头，有的学者开始对达尔文的自然选择、生存竞争、适者生存等观念提出疑议(Hsü, 1982; 1983)。他们认为，在白垩纪末期，决定生物种是灭绝还是幸存下来，不仅在于生存竞争，而可能是一场偶然发生的变故和浩劫。在这场天降大祸中，许多海生浮游动物及恐龙成了不幸的遇难者。而能够幸存下来的，不只是最强的适应者，还包括处于冲击尘埃散落带以外的植物群落，以及很少遭受热力和毒化作用侵袭的深海底栖生物；甚至那些偶然将其巢穴建于危险地域之外的动物，都有可能成为侥幸的存活者。从这一角度看，可能是一些复杂因素的偶然组合，影响到生物进化步伐的形式和节拍。

第五节　新生代大洋变冷过程

Emiliani 根据底栖有孔虫中^{18}O含量的增加，首先认识到白垩纪以来具有总体变冷的趋势。他相信底层水的变冷可以反映高纬地区的变冷过程。新生代变冷的基本特点是：(1)它不是一个平稳的渐变的过程，而是在温度下降的总趋势上叠加着几次急剧的气候波动。氧同位素资料表明，始新世中期、始新—渐新世交界、中中新世、晚上新世分别为几次重要的急速变冷期(图7—14)。相应地，在渐新世初南极附近出现海冰和寒冷的底层水，在中中新世(1400万年前)形成南极冰盖，在晚上新世(250万年前)出现北半球冰盖。变冷期之间尚有几次变暖时期。(2)新生代的变冷主要反映在高纬地区，低纬区变冷并不明显。(3)深层水明显变冷，表层水则不甚显著。

随着新生代的转冷，白垩纪的气候、海洋环境转变成为截然不同的晚第三纪气候、海洋环境。白垩纪与晚第三纪环境构成两种对立的型式。前已述及，白垩纪期间温度高，缺乏冰盖，温度梯度小，大洋环流较弱，无寒冷底层水(可能有暖咸底层水)，表层洋流以纬向为主(流经特提斯洋的赤道环流)，海水缺氧。晚第三纪以来则温度低，有冰盖，温度梯度大，大洋环流较强，出现寒冷底层水，表层洋流以经向为主(特提斯洋关闭而贯通北冰洋和南大洋的大西洋展宽)，海水富氧。早第三纪作为其间的过渡阶段，它的气候、海洋环境介于二者之间(Haq, 1981)。

新生代的古海洋演化有三个主要因素，它们与变冷过程有密切的联系。第一个因素是环南极洋流的形成和发展，这主要与渐新世最早期澳大利亚与南极洲之间塔斯马尼亚海道的张开，以及渐新世末期南美洲与南极洲之间德雷克海峡的张开有关。第二个因素是赤道环流的衰减，这与新生代早期至中期特提斯海道的破坏，新生代中期至晚期印度尼西亚海道的闭锁，以及上新世巴拿马地峡的

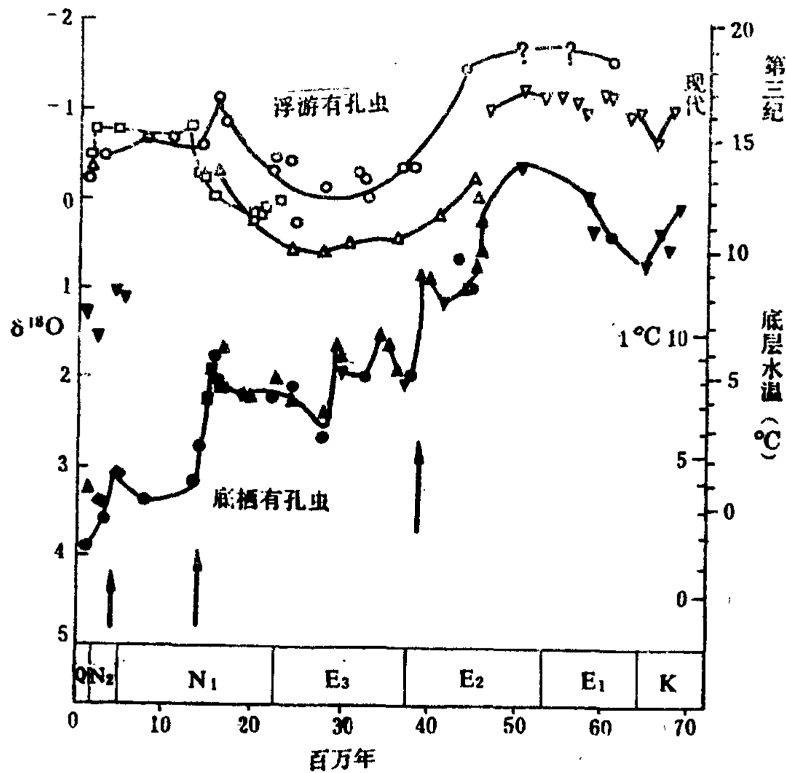


图7--14 第三纪低纬区有孔虫氧同位素的变化趋势 (Savin, 1977)

浮游有孔虫(空心圈)与底栖有孔虫(实心圈)的同位素古温度数据主要来自北太平洋。现代与第三纪的底层水温，系根据海水的$\delta^{18}O$值分别为-0.08‰与-1.00‰的假设算出。

形成有关。第三个因素是渐新世最早期冷水圈环流(寒冷底层水)的形成与发展(Kennett, 1982)。下面将具体地阐述古新世至中新世的变冷过程以及所伴随的海洋环境变迁。中新世末、上新世和更新世的气候、海洋演变将在后两节讨论。

一、古新世和始新世

古新世和始新世大体上保持着中生代暖热大洋的型式，气候温暖而均一，极地与赤道之间的温度梯度较小。但大洋微体化石、陆上植物(Wolfe,1978)以及氧同位素资料均表明，其间还有暖期和冷期的交替。继古新世中期(61～58百万年)一次变冷事件之后，古新世晚期逐渐转暖，至始新世早—中期(53～49百万年前)达到高温极盛期，——这可能是新生代的最暖时期。当时低纬区表层水温略高于20°C，高纬区表层水温在10°C左右，温度梯度不足今天的一半(Shackleton & Boersma,1981)。但至始新世中、晚期，气候又急剧变冷。古新世近南极地区海水表层温度约为18°C(shackleton & Kennett,1975)，由于南极附近表层水温较高，大洋深层水的温度也不低，大约1000米深处可达16°C左右。早始新世，西南太平洋亚极地海域的表层水温高达20°C左右；但至中始新世，水温骤降至13°C左右，晚始新世低达11°C(Shackleton & Kennett, 1975)。底层水温也同样下降，但仍不甚冷(约7°C)(Kennett, 1982)。

古新世北半球有两个植物地理区：落叶植物区和常绿热带植物区(棕榈、竹、樟树等)。古生物资料表明始新世以暖湿环境占优势。始新世早—中期的最暖期伴随着广泛的海侵①(Vail et al.,

①与白垩纪大海侵相比，始新世海侵属于次一级的海侵。

1977)，从而扩展了海洋生物的栖息地，故体化石的分异度很高。生物生产率升高又导致碳酸盐(以及全部沉积物)沉积速率的加大(Davies et al., 1977)。一些喜暖脊椎动物(龟、鳄等)化石发现于加拿大巴芬湾北面Ellesmere岛的早始新世地层中(Esles & Hutchison, 1980), McKenna (1980)计算该岛早始新世期间的纬度与现今相近(为78°N)，而现代鳄鱼要求最冷月平均温度不低于10°～12°C。当时热带植物在北美西海岸扩展到45°N，温带植物在阿拉斯加湾扩展至60°N以北(Wolfe, 1980)。但至始新世中、晚期，随着气候变冷，一些高纬度海洋生物组合相反迁往低纬度区。

古新世期间，南极大陆虽已处于极地(南极大陆还与澳大利亚连在一起)，但缺乏冰盖。根据始新世时期底层水温不低，推测南极洲相邻海域的表层水温仍较高。因此，当时南极冰川不可能到达海面。纵使冰川已经出现，也不过是局限于沿岸高地(如西南极洲)上的山岳冰川。今后在南极洲岸外的深海钻探工作，将有助于确切地弄清始新世的冰川问题。

古新世的大洋环流特点类似于白垩纪。非洲、印度与欧亚大陆尚未汇合，特提斯海道依然存在。印度洋与太平洋可经澳大利亚以北交流，大西洋与太平洋经由中美海道相通。沿赤道和低纬地带仍存在着自东向西的全球性环流。但随着非洲、印度的北移，特提斯海道逐渐缩窄，至始新世，印度以北水道进一步受阻，主流转移向印度以西(Hag, 1981)。大西洋与印度洋之间，除可经过特提斯洋相通外，在非洲以南也有洋间环流(图7—15)。中生代大西洋北端原处于闭锁状态(与北冰洋隔绝)，至古新始新世，在北大西洋与北冰洋之间已有小量表层水流通(Talwani & Eldholm, 1977)，较暖海水也可经拉布拉多海道进入北冰洋(图7—15)。至于太平洋北端，晚白垩世形成的北冰洋—太平洋之间的隔离状态一直延续下来。

早始新世(约53百万年前)，澳大利亚开始脱离南极洲向北漂移，其间的新生海洋逐渐展宽(图7—17)。这是新生代期间唯一的大陆分离事件，它对大洋环流、全球气候和生物的演化产生了深远的影响。尽管澳大利亚已与南极洲分离，但直至始新世晚期，澳大利亚与南极洲之间仍存在着具陆壳基底的南塔斯曼隆起，加之德雷克海峡尚未打开，都抑制了环南极洋流的形成。南塔斯曼隆起西南侧的深海盆中，始新世期间接受了分选较差的细粒碎屑沉积物，有机碳的含量颇高，可见环南极深水环流尚未出现。然而，在始新世最晚期，浅层海水(深度小于200～300米)可以越过南塔斯曼隆起(Kennett et al., 1975)，东南印度洋与西南太平洋之间首次出现浅水及浮游生物的直接流通。由于古新、始新世环南极洋流尚未形成，南极水体与低纬海域的较暖水体之间可发生一定程度的交流，这可能是维持气候不致变得太冷的重要因素。至于始新世早、中期的气候为何比古新世更暖，尚缺乏公认的解释。除了火山活动增强等说法外，近年来一些学者注意到，始新世时期的深海沉积岩芯中铁的含量显著升高，提示当时海底热液活动明显增强(这可能与当时板块边界的调整有关)。热液活动携出的大量钙与海洋中的碳酸氢盐发生反应，生成二氧化碳，最终进入大气。二氧化碳的温室效应可导致始新世气候变暖(Owen & Rae, 1985)。

古新、始新世各大洋之间底层水的部分隔绝状态，导致各大洋地球化学上的差异(现代大洋也有类似情况)。太平洋的 CCD 在古新、始新世逐渐变浅，相反，同一时期大西洋、印度洋的 CCD 却逐渐变深(图5—24)。

深海岩芯的研究表明，古新世以及始新世晚期沉积间断比较常见。该时期沉积间断的增多，可能导源于大西洋—北冰洋之间海水通路的打开、特提斯海路的缩窄等事件(小泉格，1980)；也可能与当时(特别是古新世)沉积速率较低有关。另外，已沉积的古新世、始新世地层在始新世末或渐新世环流增强时遭受侵蚀，也会导致该时期沉积层的缺失。总的看来，古新世、始新世气候虽仍较温暖，但随着温度的降低，不同纬度之间的气候差异逐渐增加，大洋环流也略有增强的趋势。中、低纬海域生物生产率有所增大，出现了广泛的硅质沉积。

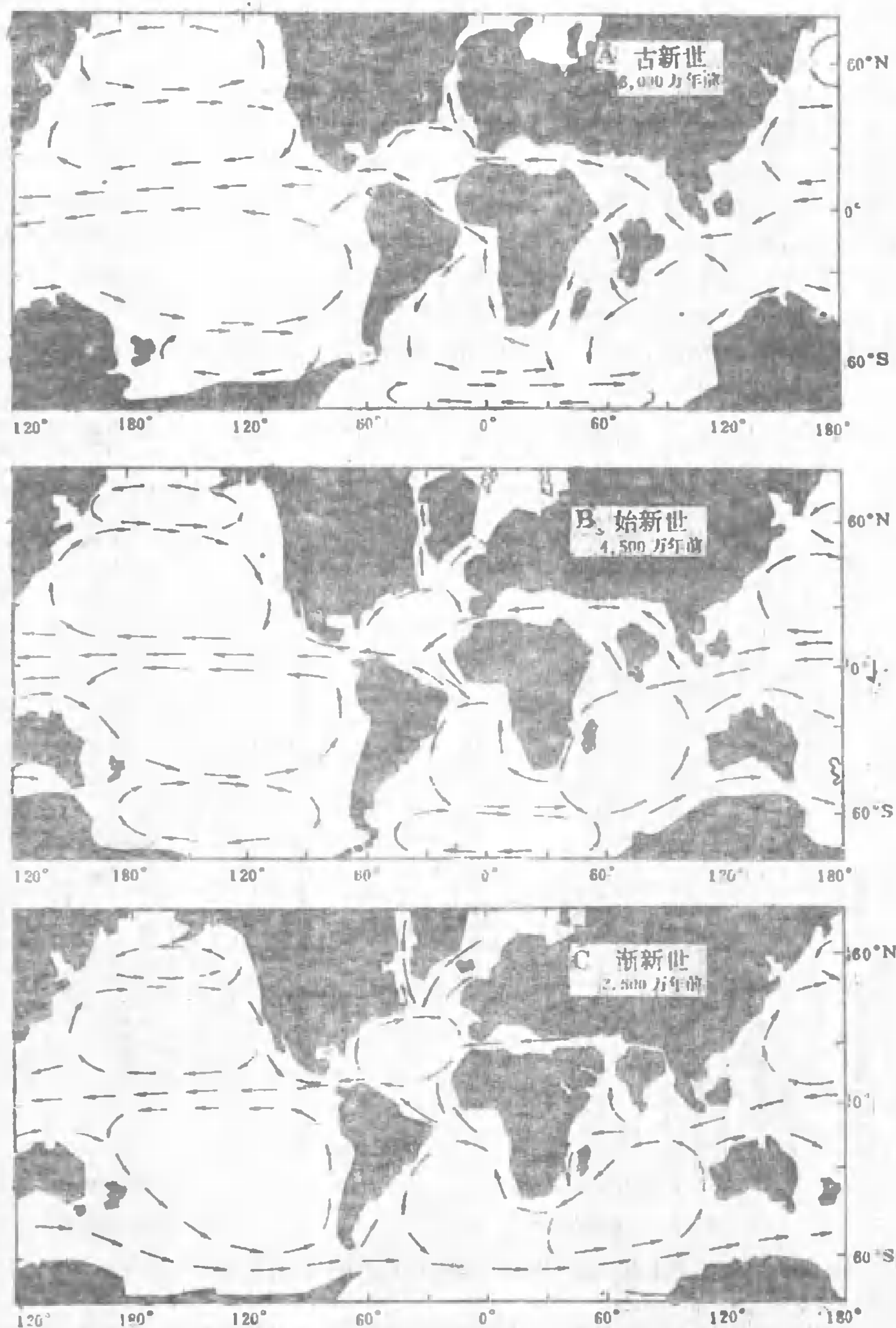


图7—15　早第三纪推断的表层水环流格局 (Haq, 1981)

A.6000万年前(古新世早期);B.4500万年前(始新世中期);C.2500万年前(渐新世晚期)。

二、始新世末期事件

古海洋环境和气候的演变,常呈短促的突变与漫长的渐变交替的形式。距今38百万年的始新

世—渐新世之交，为一急速变冷时期。它对全球生物界造成深重的影响，是新生代期间最重要的古海洋学事件之一，称始新世末期事件(Wolfe, 1978)。

亚南极海域、热带太平洋及其他一些海域深水底栖有孔虫的氧同位素变化表明，始新一渐新世之交底层水温骤降了4°～5°C；浮游有孔虫的氧同位素表明，近南极海域表层水的温度也同时降低(Keigwin, 1980; Shackleton & Kennett, 1975)(图7—16)。Kennett & Shackleton (1976)根据沉积速率推算，认为这次急剧降温发生在大约10万年的短暂时期内。南极洲周围海面发生大规模冰冻，第一次形成数量可观的海冰，伴随着出现了一种新型沉积物——海冰—冰山漂流沉积物。寒冷的高盐度海水下沉，占据了大洋深层，推测南极底层水在这时开始形成，底层水温度接近于(但仍高于)现代底层水的温度，温盐环流开始出现，海底侵蚀和沉积作用加剧，沉积间断十分多见。富氧的寒冷底层水和垂直环流的形成，消除了中生代期间典型的底层水停滞、富含 CO_2 的状态，各大洋CCD 均随之急剧降低(图5—24)。

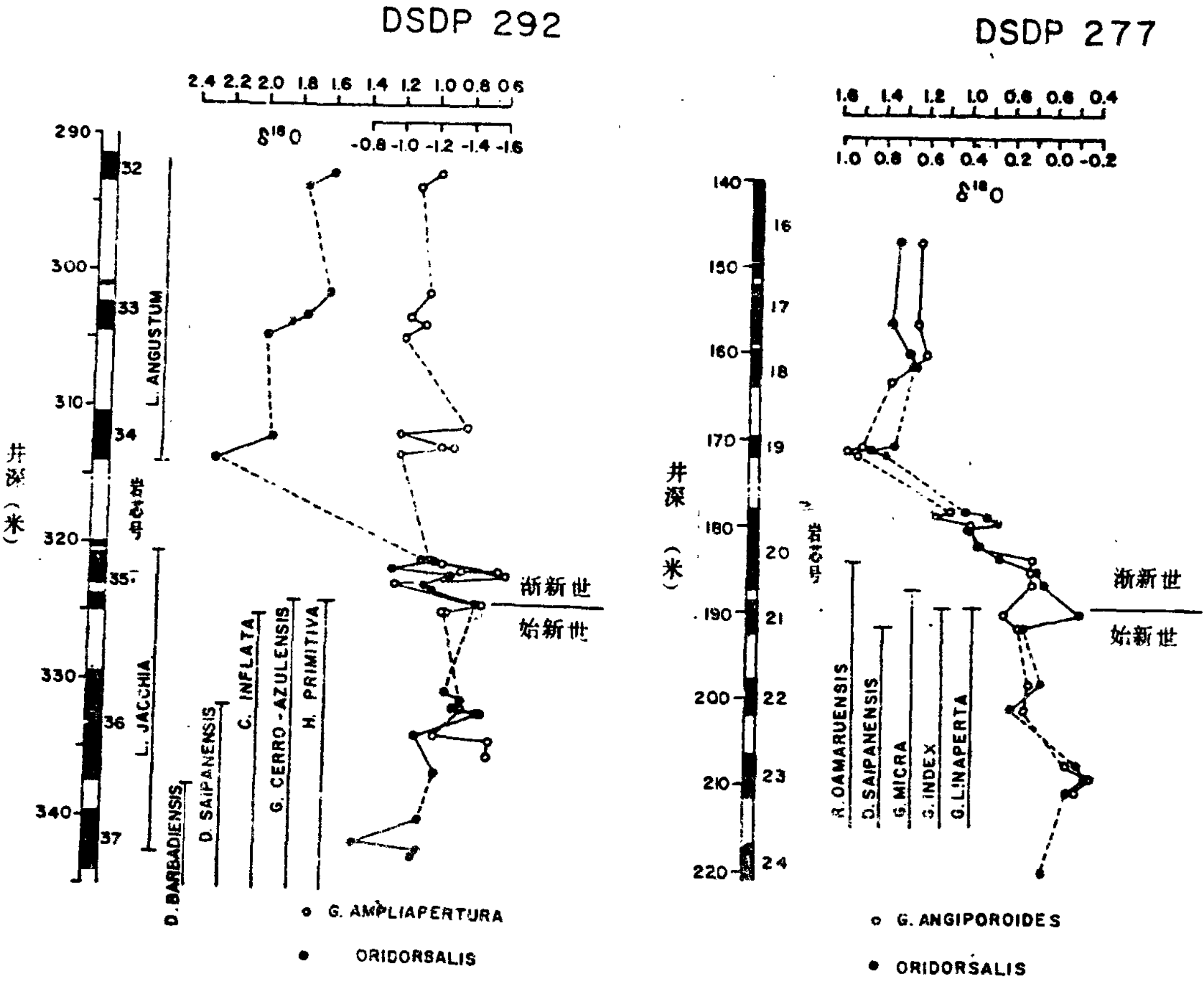


图7—16　深海钻探277号孔(近南极)与292号孔(热带太平洋)始新统与渐新统界限上下底栖有孔虫与浮游有孔虫的氧同位素变化 (Keigwin, 1980)

选列若干重要微体化石的地层分布范围。请注意在近南极钻孔中始新统与渐新统界限处底栖有孔虫与浮游有孔虫的氧同位素均发生偏移，而热带钻孔中只有底栖有孔虫的值发生变化。横座标为氧同位素值，上排标尺为底栖有孔虫，下排标尺为浮游有孔虫用。图中实心圈为底栖有孔虫，空心圈为浮游有孔虫。

始新世末期事件并没有象白垩纪末期事件那样引起如此广泛的生物绝灭。然而，随着近南极表层水温度的降低，当时高纬区浮游有孔虫有很大变更。至渐新世初，浮游有孔虫已具有现代组合的特征，其形态比较简单，分异度很低。与此同时，在中纬乃至低纬海区，浮游微体生物大批绝灭，分异度降

低(Kennett, 1982),以致在渐新世呈现出独特的少属种型海洋模式(见下一小节)。底栖有孔虫遭受的打击尤其严重,在拉布拉多海,始新世粘结壳组合被渐新世钙质壳组合所更替(Haq, 1981)。始新世末期事件对陆上植物也有极重要影响,尤以北半球中、高纬地区表现明显(Wolfe, 1978)。在短暂的时期里,原先生长阔叶常绿林的地区被分异度极低的阔叶落叶林所取代。

为解释始新世末期事件的原因,已提出好几种假说。一种最简单的假说认为,晚始新世的海退导致陆架出露,从而使反射率增加,气候变冷(Seibold and Berger, 1982),而气候的变冷又会导致海面进一步退落,这一时期的海退已在墨西哥湾岸、欧洲和澳大利亚一些地区发现;南极洲局部地区及相邻海洋为冰雪所覆盖,也会导致反射率增加,气候变冷,后者反过来又会使冰雪覆盖面积进一步增加;由于海水变冷,冷水沉潜至洋盆深处,海水中 CO_2 的溶解度增高,将从大气中吸收 CO_2,大气中 CO_2的丧失又会导致气候进一步变冷。这几种正的反馈作用极大地加速了气候变冷的过程,使始新世末期事件表现出突发性质。

中生代期间南极大陆已移至南极,为什么迟至距今38百万年前才形成大规模的海冰?确切的机制还有待进一步探索。但看来,始新世末期事件与南极洲和澳大利亚之间的进一步分离有某种联系(Kennett, 1977)。当时南极洲已处于孤立、分隔状态。南印度洋和太平洋之间通过南塔斯曼隆起(塔斯马尼亚海道)第一次出现表层水的交流。在此以前,南极洲罗斯海湾主要受南下的东澳大利亚暖流的影响。随着塔斯马尼亚海道的开启,南印度洋高纬海域寒冷的表层水进入罗斯海,冷水沿东、西南极洲之间的狭窄水道穿过(图7—17,C)。注入罗斯海的冷水触发了冰冻作用,形成海冰,盐度较高的冷水下沉,又形成了寒冷的底层水。

据报导,在加勒比海的深海钻井中,发现始新统与渐新统的界面附近有类似于白垩纪末期事件的铱异常(Kennett, 1983)。在始新世末期的沉积物中微玻璃陨石的分布甚广。一些学者提出,在始新世末可能发生过另一次天体撞击事件(Hsü, 1983)。还有些学者提出,当时的地球可能象土星一样在周围形成环状物,遮蔽了日光(O'Keefe, 1980)。

为探索始新世末期事件的实质,特别是查明地外灾变事件的可能性,专门组织了 IGCP 第174项"始新世末期事件"的合作计划。最近,这项计划的研究表明,在始新世与渐新世交替时期发生过一系列事件,而不是一次特大事件。这一系列事件的发生大多可上溯至中始新世晚期或晚始新世早期;一系列变化可能逐渐发生,不过在始新世末变化速率加快而已。比如在始新世浮游有孔虫绝灭事件之后大约30万年期间,广泛发现温度下降,30万年间约下降了5°C;始新世后,世界大洋肥力下降,大洋水团曾多次重新组织。而以铱异常和微玻璃陨石广泛分布为标志的事件,无论在古生物演化或物理化学环境上都不与上列变化同时发生(Pomerol & Premoli-Silva, 1986a, b)。

三、渐新世

渐新世期间,环南极洋流最终形成,赤道环流却渐受限制。印度以北特提斯海道东段已完全关闭,但海流可以从印度以西、阿拉伯板块以北的狭窄水道通过。在北方,北大西洋与北冰洋之间经挪威—格陵兰海和拉布拉多水道相互交流(图7—15,C)。在南方,由于环南极洋流的发展,南太平洋和南大西洋的副极地右旋环流可能受到严重限制(Haq, 1981)(比较图7—15,B与图7—15,C)。渐新世气候进一步变冷,南极冰川逐渐发展。中渐新世伴随着全球性海面下降(Vail et al., 1977)。经过渐新世一系列古海洋演变之后,大洋环境逐渐过渡成为晚第三纪—现代型式。

随着澳大利亚继续远离南极大陆向北漂移,晚渐新世早期,南塔斯曼隆起与南极洲维多利亚地分离,环南极洋流开始形成(Kennett, 1982)。环南极洋流的另一个主要水道是南美洲与南极洲之间的德雷克海峡。沿德雷克地带浅水的交流可上溯至始新世最晚期至渐新世最早期。但深层流通道的形成要更晚些。从太平洋和大西洋之间氧同位素值的差异来看,在渐新世的大部分时期里,经德雷克

海峡的深水交流仍未出现。氧同位素记录表明，当时大西洋深水的温度比太平洋深水高好几度，据此可以认为，德雷克地带曾经是深水交流的屏障，它阻止太平洋的冷水渗入大西洋。德雷克深水通道的打开，可能迟至渐新世末中新世初(Keller & Barron, 1983)。前不久在福克兰海底高原的深海钻探512～514号站位，作了液压活塞取芯，发现距今2300～2400万年前有大规模的沉积缺失，反映德雷克海峡在此时开放．完整的环南极洋流最终形成(任美锷，1984)。随着环南极洋流的形成，寒冷的南极—亚南极水团与温暖的亚热带水团相互分隔，南极大陆与热源相对隔绝，极地与赤道之间的温度梯度增大(Kennett, 1982)。

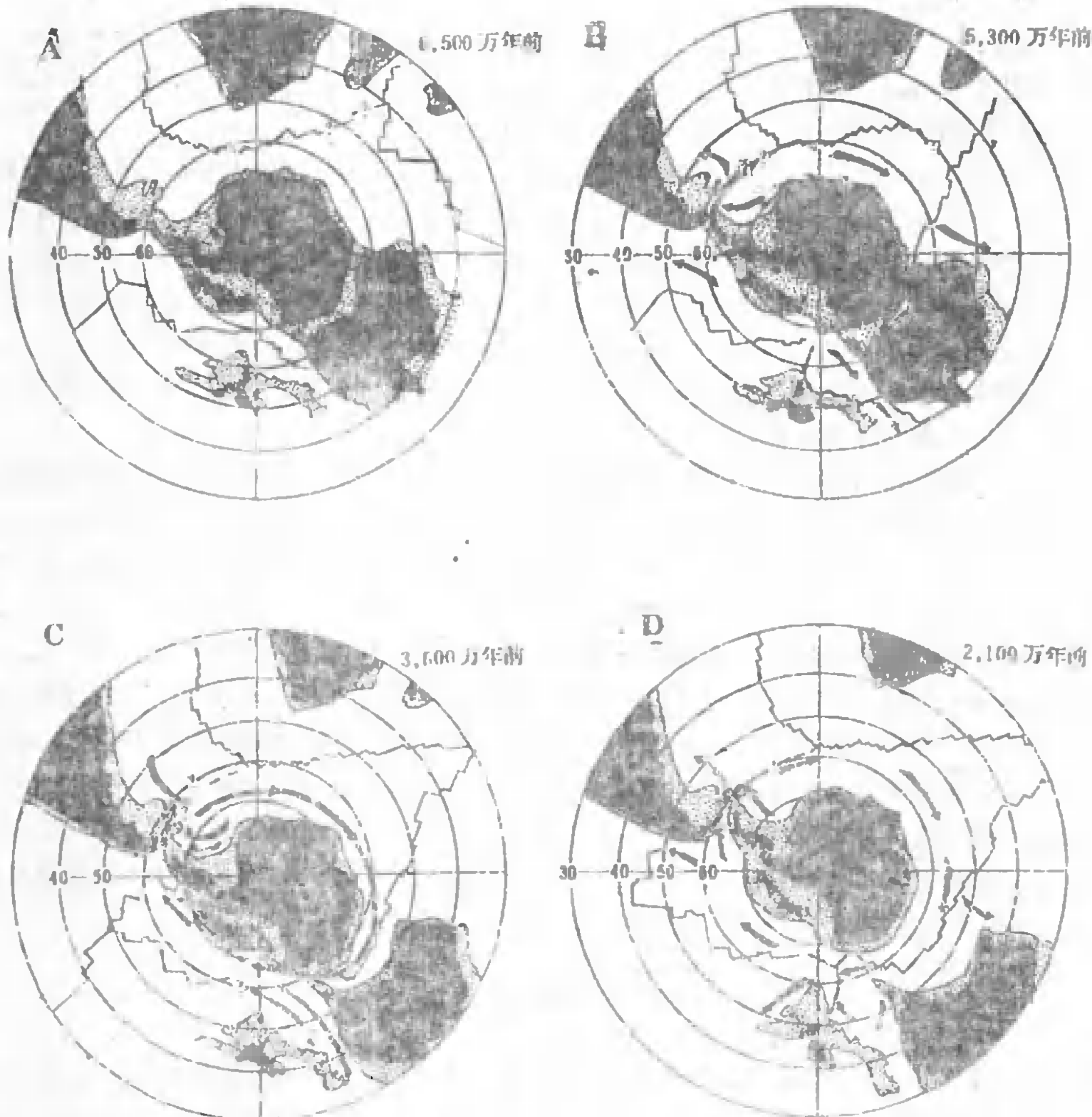


图7—17　第三纪南大洋的再造及推测的海水环流图 (Kennett, 1978)

A.6500万年前白垩纪与第三纪之交南大洋的再造。澳大利亚与南极洲相互连接，南美洲与南极洲在今日德雷克海峡处相连，在图幅中可见到印度的南端。

B.5300万年前始新世早期南大洋的再造和推测的底层水环流。在澳大利亚与南极洲之间开始形成扩张脊，澳大利亚开始向北漂移，此时印度已向北漂出图幅之外。C.3600万年前渐新世最早期南大洋的再造与推测的表层水环流。澳大利亚与南极洲之间已形成大洋，但在两个大陆之间环南极深层洋流仍被陆壳性质的南塔斯曼隆起的南延部分及塔斯马尼亚岛所阻挡。南美与南极洲之间的德雷克通道仍然关闭。在南塔斯曼隆起两侧，当时已有表层水相通，这可能导致罗斯海区的变冷和海冰形成。

D.2100万年前早、晚第三纪之交南大洋的再造和推测的底层水环流。澳大利亚南塔斯曼隆起已与南极洲完全分开，德雷克海峡张开，环南极水团系统得以形成，底层水可从南塔斯曼隆起以南及德雷克海峡通过。

扩张脊及相连的断裂带以锯齿线示出，本图的再造系根据 Weissel 等(1977)和 Sclater 等(1977)对不同洋区所作的再造图综合而成。

渐新世气候进一步变冷，看来与环南极洋流的加深有关。除此以外，晚始新世的海退可能延续到渐新世，从而使陆架出露，反射率增加；深海沉积速率甚低表明渐新世期间干旱条件加剧，也会导致反射率增加(Seibold & Berger, 1982)；南极大陆冰川的扩展也导致反射率增加。这些正反馈作用促进了气候的变冷。早渐新世亚南极表层水温下降至7°C左右，与现今的亚南极表层水温类似(图7—14)。推测南极表层水的温度也已接近于现今南极表层水的温度，但仍可能略高于现今的水温。全球各种古环境证据均表明当时气候较冷(Frakes & Kemp, 1973)。大量鲸和企鹅化石见于新西兰的渐新世海相地层中。然而，还很难根据这些低温资料判断南极覆冰的多少(Kennett, 1982)。

在南极洲周围的深海岩芯中，尚未发现有大量晚渐新世以前的冰载碎屑(Hayes & Frakes, 1975)。就是在晚渐新世，冰载碎屑沉积物也仅局限于紧邻南极大陆的海底地层中(Tucholke et al., 1976)。氧同位素资料表明，渐新世期间南极大陆虽已有可观的冰川出现，但尚未彼此连接，形成巨大的冰盖(Shackleton & Kennett, 1975)。古植物资料也支持当时南极大陆仅有局部冰川的说法。Kemp 等(1975)指出，直至晚渐新世，罗斯海地区仍覆有植被，花粉谱指示有低分异度的灌木和树林，如*Nothofagus*,这些树木大约在中新世期间才从南极大陆消失。

环南极洋流的形成和发展，导致南半球环流和沉积格局明显改观。环南极深层流开始侵蚀塔斯马尼亚以南的海底沉积物。塔斯曼海北部的底层水活动衰减，在新西兰以东形成了西部边界深层流(图7—17.D)(Kennett, 1977)。沉积间断和再沉积作用广泛出现。渐新世末期建立的深海环流格局一直延续至今(但环流的强度发生过变动)。可能在渐新世晚期，南大洋出现了三种沉积物，自南往赤道方向，三种沉积物呈带状依次更替：先是冰载碎屑沉积物，位于辐散带以南；然后是硅质沉积物，位于辐散带与辐合带之间；最后是碳酸盐沉积物，位于辐合带以北(渐新世期间前二带的分布比较局限)。这三列沉积带也保留到现在，但三种沉积带的宽度和分布范围不时向南(在转暖期)或向北(在转冷期)推移。

渐新世环境的演变，对世界大洋浮游生物的演化有重大影响。现代典型的南极生物地理区便是从渐新世初以来形成的。南极海域分异度较高的晚始新世浮游有孔虫组合，被早渐新世及其后的低分异度组合所取代，前者含 *Globigerapsis* 和 *Hantkenina* 等比较复杂的类型，后者则为抱球虫和无壳缘脊圆辐虫 (*Globorotalia*) 的比较简单的冷水类型。氧同位素资料表明这一更替是比较突然的。亚南极海域的微体生物化石也有明显的变更，但不那么突然。在澳大利亚南部海域，喜热的海胆类被喜冷的海胆类所取代(Foster, 1974)。上述始新—渐新世之交的古生物更替，几乎在世界大洋所有地区均有报导。在渐新世早期，早第三纪早期的浮游有孔虫组合业已消失，新型的现代组合却尚未出现，故称之为洪荒带(twilight zone)。早、中渐新世浮游有孔虫组合以简单的抱球虫占优势，其分异度在整个新生代中最低，因而这时的海洋成了少属种型海洋。至晚渐新世，分异度复又增加。这表明，在早渐新世的生物危机之后，早第三纪类型逐渐被典型的晚第三纪类型所更替(Kennett,1982)。

渐新世期间，海洋脊椎动物也有重要发展。最早的须鲸 (*Mysticeti*)化石见于新西兰中渐新世的海相地层中(Fordyce, 1977)。这种滤食鲸类的出现似乎表明渐新世南大洋的生物生产率较高。然而，大多数深海沉积地层的研究均显示这一时期的生物生产率较低。况且渐新世鲸类的分异度相当低，其主要演化辐射始于早中新世。也许仅在南大洋局部海域(包括沿岸上升流带)才具有较高的生产率。

四、中新世

中新世期间，大洋的形状和海陆的分布已与现代十分相似。氧同位素资料表明，中新世早期有一短暂的变暖期，变暖的幅度不大。这次变暖引起南极底流的暂时退缩，从而使赤道太平洋地层中沉积间断的出现频率减少，碳酸盐补偿深度变浅，赤道碳酸盐沉积区变窄(小泉格，1980)。早中新世的温度升高也得到古生物资料的支持(Kennett, 1982)。变暖的最简单解释是海侵。中新世初，海水再度涌进

陆架，反射率减小，太阳辐射使大气和海水上层的温度有所升高(Seibold & Berger, 1982)。

中新世中、晚期，气候显著变冷。环南极洋流的发展和南极大陆处于热隔离状态，使南极大陆的覆冰不断增加；中新世中期(距今1400万年前)，东南极大陆上冰盖形成，海冰进一步扩展。但当时北极地区仍然是无冰的。中中新世南极冰盖的形成，是全球气候发展中的又一划时代事件。浮游和底栖有孔虫$\delta^{18}O$值的骤增标明了这一事件(图7—14)。$\delta^{18}O$值的升高部分反映了冰盖的生长，部分反映了水温的降低。Shackleton & Kennett (1975)认为，至晚中新世，底层水温度已接近冰点，东南极冰盖扩展至东南极大陆海岸，其规模已与目前相近。中中新世南极大陆周围广泛出现冰载沉积物，证明了当时冰盖的存在(在此以前，冰载沉积物数量较小，且限于紧邻南极大陆的海区)。南极冰盖形成后一直延续至今。东南极冰盖形成以来，全球气候从未恢复到早中新世和中中新世早期的温度(Kennett, 1982)。

中新世期间，有三个重要的古海洋演变事件：(1)渐新世末中新世初德雷克深水通道的形成和发展，它加强了环南极洋流和南极大陆的热隔绝状态。(2)早中新世晚期(约1800万年前)，欧亚大陆和非洲、阿拉伯相遇汇合，东特提斯海道关闭，当时二大陆之间陆生脊椎动物的相互交流证明了这一点(Berggren & van Couvering, 1974)。这次海道关闭导致印度洋—太平洋与地中海—大西洋的海洋动物群之间开始出现差异，还导致30°N附近的特提斯成为蒸发盐盆地，它提供热盐水注入北大西洋。随着澳大利亚进一步向北漂移，澳大利亚与印度尼西亚之间的特提斯海道收缩，赤道太平洋与赤道印度洋之间的深水交流中止。(3)冰岛—法罗海脊的沉没。

南极大陆在渐新世已处于周围大洋的包围之中，为什么冰盖的形成却推迟了约2000万年？一些学者推测，这可能与北大西洋北端冰岛—法罗海脊的沉没有关(Moore et al., 1978; Schnitker, 1980)。始新世期间格陵兰与斯堪的纳维亚之间分裂张开，但冰岛—法罗海脊成为北冰洋与北大西洋之间的屏障。渐新世末期，冰岛—法罗海脊部分段落开始沉没于海面之下，北大西洋表层水得以注入挪威海，但深层水仍无法通过。进入挪威海的表层水，温度和盐度较高，这种高盐度海水冷却后，又返回北大西洋，从而增强了北大西洋的底层水环流，并导致沉积格局发生重大变化(Kennett, 1982)。沉积型式的转折出现在中新世初，在此以前，北大西洋大陆边缘深部海底扇沉积颇为发育；至晚第三纪，沉积作用经常受到深海流的控制。中新世中期(距今1500～1600万年前)冰岛—法罗脊全部沉入海面之下，北冰洋的高密度海水流进大西洋乃至世界大洋，从而深刻地改变了全球深水环流的格局。为了补充大量冷而重的底水的流出，向北注入北冰洋的表层水的数量不断增加。中新世中期，北大西洋深层水使底流强化，形成了数量可观的底流再沉积的沉积物。强大的北大西洋深层水长驱南下，纵贯整个大西洋，然后上升，从下部加入环南极洋流中(图7—18)，从而改变了南半球大洋水的结构。热而高盐度的北大西洋水自南极辐聚带南侧上升，取代了先前低盐度的地方性冷水的上升。较热上升水流所含的热量可转化为蒸发过程所需的潜热。正是大规模的蒸发提供了形成南极冰盖的水气。这样，在中中新世之前2000多万年，南极大陆虽已相当寒冷，但由于缺乏降水，仍然不能生成大规模的冰盖。事实上，冰盖形成于中中新世南半球高纬区表层水温升高时期，冰盖的形成却可能与遥远的北大西洋冰岛脊的沉没有关，由此发生的北大西洋深层水带来了生成冰盖所必需的水气(Schnitker,1980)。

中新世期间，环南极洋流和高纬水团稳固确立，南极覆冰大为扩展，低纬赤道环流趋于消失，这些特点与早第三纪有明显区别。氧同位素资料表明，高、低纬之间的温度梯度显著增大，表层水温度差可达15°C左右，热带海洋表层水与底层水的温差也增大至15°C左右(Savin et at.,1975)。温度梯度增大导致大洋环流强化。中新世深海沉积间断的频繁出现，就与南极覆冰扩展、底层水循环加剧有关。Keller 和Barron(1983)在渐新世末至中新世末的深海地层中鉴别出8次沉积间断，并列出了中新世大洋演化中的重要事件(表7—2)，每次沉积间断大致与氧同位素曲线中的迅速变冷期(^{18}O富集)相对应。

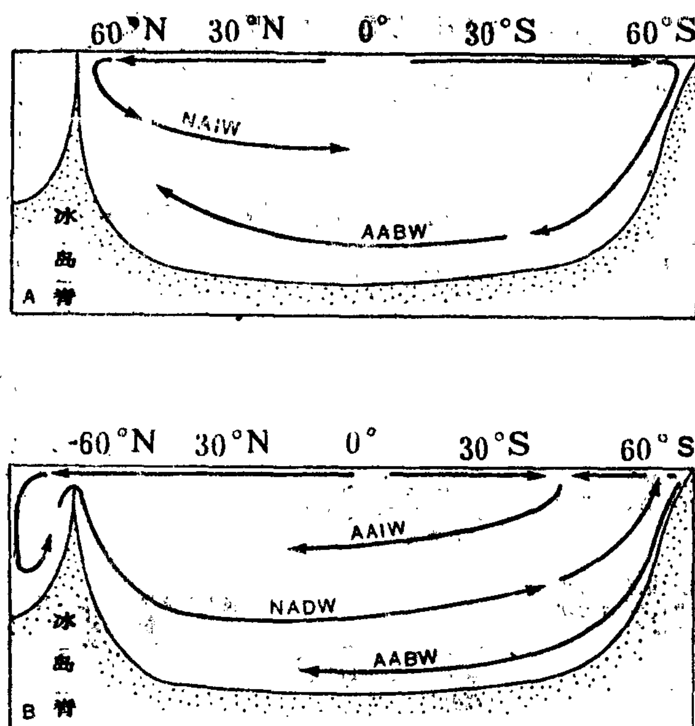


图7—18　推测的大西洋古环流横断面图（Schnitker,1980）
A.前中新世，冰岛—法罗脊出露；
B.中中新世以后，冰岛—法罗脊沉没，挪威海水排出。

气候越冷，驱使表层水离开南极大陆的西风强度越大，南极海域的上升流也越强。而南极辐聚带以南含营养盐的上升流的增强，又会导致硅质沉积速率的增大(Kennett, 1977)。在早第三纪的大部分时期内，生物生产率低，硅藻沉积最初见于紧邻南极大陆处；至中新世，硅藻沉积的北界已向北推进，硅质沉积区北移至原先钙质沉积的分布区。这与南极覆冰增加导致寒冷的南极水团向北扩展有关。位于现今南极辐聚带的278号深海钻井揭示，渐新统为钙质软泥；至早中新世，硅质沉积开始在该区形成，中中新世则出现冰载碎屑(Kennett, 1977, 1982)。距今约1600～1550万年前，太平洋边缘及赤道太平洋东部硅质软泥广泛出现，而北大西洋的硅质沉积作用却趋于衰退，这可能与冰岛—法罗海脊沉没、挪威海水南溢有关。注入北大西洋的挪威水阻碍了南极底层水的上涌，从而使富含二氧化硅的南极底层水大量进入太平洋和印度洋(Keller & Barron, 1983)。另据北半球许多深海钻井的资料，近1500万年来，Al_2O_3的堆积速率增加了六倍，显示大陆剥蚀作用明显增强(Donnelly, 1982)。碎屑沉积作用增强可归因于中中新世以来全球气候的变冷。

中新世海洋环境的变迁，促进了海洋生物的演变。随着南极水团的发展，南大洋硅质浮游生物盛极一时，南极区放射虫组合快速演化。各大洋浮游有孔虫也开始新的辐射演化。早第三纪大部分时期(除始新世外)，浮游生物的纬度分带不甚明显。至晚第三纪，世界大洋中开始出现自热带至极地的浮游生物纬度分带，生物分异度在热带与极地之间差异显著(Kennett, 1978)。与水团有关的生物地理分省已大体形成，可见，现代海洋中水团分布的基本格局在中新世已经确立(Kennett, 1982)。东南极冰盖的形成，导致底层水温度进一步下降，深海底栖有孔虫组合随之迅速更新，许多渐新世或更早期的类型被适于晚新生代深海环境的类型(主要为*Cibicidoides*)所取代(Woodruff & Douglas, 1981)；这一突变性事件颇不寻常，因为深海底栖有孔虫的演变一般是相当缓慢的。早中新世大型企鹅消失，则可能与中新世初有齿鲸及海豹的勃兴有关(Stonehouse, 1969)。

中新世古气候、古地理的变迁也影响到陆生植物。当时东非一些地区的热带森林被森林—草原环境所取代。这可能是气候变干的缘故。食草哺乳动物的大规模发展有力地推动了整个哺乳类的进

表7—2 中新世古海洋演化史

百万年	沉积间断	动物群/植物群的气候证据	动物群/植物群的响应	沉积分布变化	主要构造事件	主要海洋学事件
4						
5	NH7	寒冷 温暖		世界现代沉积分布方式确立		*地中海孤立
6			*分区性增强 ——硅藻	高生产率地区沉积速度增大	*地中海西端海峡变浅	*C13—西南极洲冰盖形成?
7	NH6	寒冷		印度洋硅质增多, 北大西洋硅质分布进一步局限化		太平洋的碳酸盐补偿深度变得浅于大西洋的
8		温暖				
9						
10	NH5	寒冷 温暖				*西南极洲冰盖开始生长
11						
12	NH4	寒冷 温暖	*分区性增强 ——全部浮游生物群	*太平洋硅质增多; 北大西洋中纬度地区硅质消失		*热带与中纬度区之间稳定热梯度确立 *挪威溢流水水量剧增
13	NH3	寒冷	*早第三纪底栖有孔虫动物群灭绝;浮游动物群高度更新			
14					澳大利亚与印度尼西亚碰撞;洛德豪海隆上升 *冰岛—法罗海脊沉降	
15	NH2	寒冷		*太平洋印度洋硅质大量富集;大西洋硅质大量减少		*挪威溢流水开始产生 *横穿中美的中等水深通道关闭
16		温暖			*中美进一步上升	
17					*中美上升	
18		寒冷	*大进化 ——放射虫	*赤道太平洋硅质富集;加勒比海硅质减少	*非洲与欧洲碰撞	*横穿中美的深水通道关闭
19	NH1					
20			分区性发展 ——颗石			
21		温暖	分异度增强 ——浮游有孔虫; 晚第三纪动物群演化			*大洋中陡峭垂直热梯度确立
22						
23	PH	寒冷			德雷克深水道张开	
24						

(据Keller and Barron,1983)

注意:表中对比了广布的深海沉积间断的时间区间与获自微体化石研究的有关古气候动向、微体浮游有孔虫组合的重大变化、沉积物分布上的重大变化、主要构造事件及重大的海洋学方面的变化,星号示事件的时限。

化。两足灵长类拉玛古猿(Ramapithecus)在中新世的首次出现意义深远,它很可能最终演化成为智人(Homo sapiens)。拉玛古猿的进化又受到东非及部分亚洲栖息地变迁的控制。因之,东南极冰盖发展所伴随的全球气候变化,可能间接地影响到人类的进化(Kennett, 1982)。

第六节 中新世末的大洋事件

一、中新世末海洋环境的一般特点

微体化石的证据有力地表明,中新世末期,全球气候明显变冷(Kennett & Vella, 1975; Kennett & Watkins, 1974)。澳大利亚大部分地区气候严酷,降水减小(Kemp, 1978)。南美洲南部发现有中新世末期(675～500万年前)的冰碛物(Kennett, 1982)。据此可以推测,南极冰盖也有所扩展。当时西南极冰盖已经形成,并扩延至南美洲南部。覆于西南极群岛上的冰盖,有相当部分是以海洋作为基底。这种冰盖的生长,要求气温更低,其夏季温度或许要比以陆地为基底的东南极冰盖的形成

温度低10°C(Mercer, 1978)。因此，西南极冰盖的形成晚于东南极，可能发生在中新世末期。深海钻探第90航次588号等钻孔(位于西南太平洋)的资料表明，中新世末期与上新世初期地层中底栖有孔虫的$\delta^{18}O$值显示出高频率的波动，其幅度在0.5‰左右，相当于更新世的幅度的三分之一，其长周期的波长为40万年左右。一些学者推断，这是中、高纬地区变冷和南极冰盖脉动消长的反映，说明当时可能已有冰期—间冰期旋回出现(Hodell 等，1986；Hodell & Kennett, 1986)。

中新世末，极地与赤道之间的温度梯度较高，风速加大，大洋环流及上升流增强。南极辐聚带急速向北迁移。南大洋硅质生物生产率和硅质沉积的分布范围明显增大。赤道太平洋上升流增强，硅藻沉积物广布于太平洋周缘海域。印度尼西亚一带中新世末期钙质沉积速率猛增，也与上升流增强有关(van Gorsel & Troelstra, 1981)。上升流及生物生产率的增加，还导致在许多浅海沉积层中形成大量磷灰石，如澳大利亚东南(Carter, 1978)、厄加勒斯滩、新西兰南面的坎贝尔海台、新西兰东面的查塔姆海隆及佛罗里达(Kennett, 1982)。中新世末期南极底流加强，造成广泛的深海底侵蚀。至于布莱克海台的侵蚀作用，则显示当时墨西哥湾流曾显著加速(Kaneps, 1979)。

中新世末大洋事件之一，是碳同位素的偏移。深海沉积层中底栖有孔虫壳记录到$\delta^{13}C$值骤降了0.7～0.8‰(Keigwin, 1979)。这一偏移广泛见于各大洋沉积层中(Haq et al., 1980)，古地磁资料表明发生在610～630万年前(Keigwin & Shackleton, 1980)。关于中新世末$\delta^{13}C$值变化的机制，提出了各种看法。一些学者认为与大洋中CO_2循环的急剧变化有关，可能反映了深海环流和上升流型式的变化(Bender & Keigwin, 1979)。这种变化可以同时影响到洋盆的广大区域。另一些学者提出，这一碳同位素偏移可能反映了大洋肥力的增加，同时与海水退出陆架，致使有机碳供应速率骤增有关(Vincent et al., 1980)，全球性海退给大洋带来了大量来自土壤和陆地植物的轻碳。Loutit和Keigwin (1982)对西班牙南部中新世最晚期标准剖面作了稳定同位素研究，发现同一剖面上碳同位素偏移与海面降低有密切联系。

中新世末海面下降与南极(特别是西南极)冰盖的发展有关。海退的证据广泛见于诸大洋浅海海域。据西班牙南部地区的研究，中新世末期海面迅速下降了大约50米(Berggren & Haq, 1976)。在新西兰、澳大利亚、斐济、佛罗里达、北美大西洋海岸平原等地，均发现中新世末期有沉积水深变浅及不整合现象。海平面下降可能造成日本海与太平洋隔绝，转变成淡水湖(见Kennett,1982)。海面退落甚至使地中海与世界大洋隔绝而变干(后详)。

综合中新世末期事件所伴随的各种变化，主要包括：(1)海水温度下降。(2)南极冰盖扩展。(3)底层水环流增强，大洋肥力增加。(4)南大洋生物硅生产率增加。(5)深海沉积速率总体增长。(6)中美海道变浅。(7)太平洋的CCD升高，以致浅于大西洋的CCD。(8)碳同位素偏移。(9)大规模海退。(10)地中海变干，发生盐度危机(Kennett, 1983等)。

中新世末期事件与始新世末期事件是新生代期间两个重大的环境剧变事件，两者又都属于海退和某些动物群绝灭的时期。Mörner(1984)据此提出了“海退→干旱→植被变化→动物群绝灭”的模式。始新世末的海退是板块运动或造山作用的结果，即构造原因导致洋盆体积增大，从而引起“构造型海面退落”。在中新世最晚期则是南极冰盖扩大导致大洋水量减小，从而引起“冰川型海面退落”。海面退落伴随着大陆下水准面下降，这意味着地下水面下降，产生干旱，引起植被变化，进而引起动物群的变化。Mörner 提出的始新世末期和中新世最晚期(墨西拿期)的环境变化模式如图7－19所示。

二、地中海盐度危机

六十年代的地震勘探工作发现，地中海海底有一系列圆柱状构造，很象盐丘；海底地层中埋藏着令人困扰的强反射层，反射层上覆有数百米沉积物。1970年，《格洛玛·挑战者》号初进地中海(第13航次)，钻探揭示该反射层是蒸发岩。有的海域蒸发岩厚达2～3千米。其中下蒸发盐层厚达1000米以

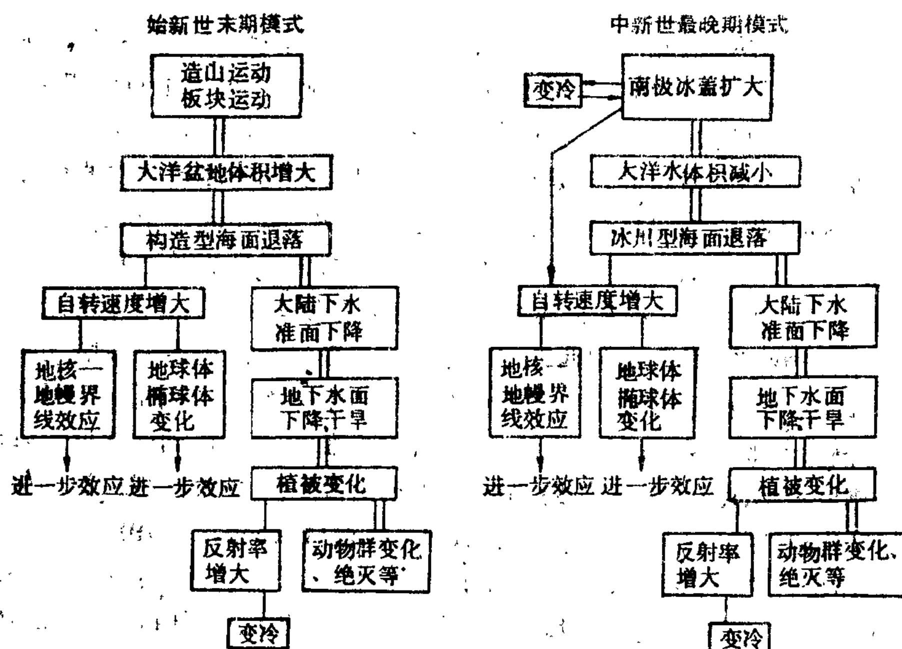


图7－19　始新世末期与中新世最晚期的环境变化模式（Mörner, 1984）

上，上蒸发盐层厚达数百米，其间夹有海相沉积层(Hsü et al., 1977)。蒸发盐形成于一个相当短暂的时期(距今590～496万年前)，属中新世最晚期——墨西拿(Messinian)期，后者介于中新世Tortonian期与上新世早期的Tabianian期之间(图7－20)(Smith, 1977)。这一事件意味着地中海曾一度干涸，致使地中海的海洋生物濒于绝境，故称为盐度危机，也叫墨西拿事件。

地质年代 百万年	地磁标尺：地磁极性史	地磁标尺：极性世	地磁标尺：磁异常	地质年代单位：世	地质年代单位：期	生物地层单位 浮游生物带 有孔虫：Blow化石带	有孔虫：地中海外围	有孔虫：地中海	钙质超微化石
4		吉尔伯特 4		上新世	Tabianian	n-19	*globorotalia margaritae*	*Globorotalia margaritae evoluta*	nn-14
			3					*Globorotalia margaritae margaritae*	nn-13
5						n-18		*Sphaeroidinellopsis acme*	nn-12
		5	3′	中新世	墨西拿（盐度危机）	n-17	*globorotalia acostaensis*	局限的	nn-11
6		6							
7		7	4		Tortonian			*G. acotaensis* and *G. plesiotumida*	
8		8	4′						
9		9				n-16		*G. acotaensis* and *G. merotumida*	

图7－20　地中海盐度危机与晚中新世—早上新世地层

（据Smith, 1977）

地中海曾是特提斯洋的一部分，西连大西洋，东通印度洋。早中新世晚期，阿拉伯板块与欧亚板块的碰撞以及中东造山运动的发生，切断了地中海东去印度洋的通路。自此以后，地中海仅在西端与大西洋相通，成为一个内陆海。中中新世末期以来，随着非洲与南欧之间板块的汇聚，西通大西洋的海峡逐渐关闭变浅。不过，地中海最终成为隔绝状态，可能是中新世末海平面下降的结果(Adams et al., 1977)，因为盐度危机的开始与全球性变冷、海面下降在时间上是一致的。

地中海巨厚的蒸发盐形成于何种环境？这是普遍关注的重大问题。当时的地中海入口变浅，处于相对隔绝状态。有的学者认为在深水环境下，当海水浓缩、盐度超过饱和浓度时可导致蒸发盐沉淀。但更多的证据表明，蒸发盐形成于浅水环境，地中海曾最终转变成干旱的内陆湖。

地中海蒸发盐除常见石膏、岩盐和白云石外，还有结核状硬石膏。硬石膏形成于35°C以上的高温盐水环境。深海底部很难达到35°C以上的高温(除非是扩张中心)，硬石膏通常形成于干热地区的沿海滩地(如波斯湾)。深海钻探发现的叠层石和干裂现象，也有力地证明地中海海底曾一度暴露于大气之下。叠层石的形成有赖于潮间或潮上带的兰绿藻，藻类的生长需要阳光，在黑暗的深海底是不可能形成叠层石的。另一证据是蒸发盐的分布型式。地中海蒸发盐呈同心带状分布，周边为最先沉淀的碳酸盐和硫酸盐，中央最深部位分布着岩盐(图7－21)。最难溶的盐类展布在最外缘，最易溶的则分布在中心。这种分布状况反映了海盆水面逐渐缩小、海水逐渐变干的过程(Hsü, 1972)。

值得追究的是，这个干涸的地中海盆地，在当时是不是也象现代那样深。

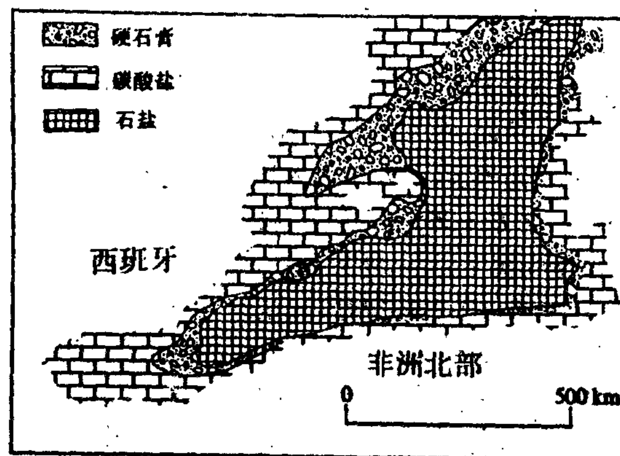


图7－21　地中海巴利阿里海盆蒸发盐分布图 (Hsü, 1972)

盆地周缘是碳酸盐和硫酸盐，最易溶的岩盐见于深海平原中央最深处。在垂向上，硫酸盐覆于碳酸盐之上，岩盐又覆于硫酸盐之上。本图系根据盐丘分布、地球物理和深海钻探资料绘制而成

地中海有5个主要海盆，东地中海的利万特海盆、爱奥尼亚海盆可能是中生代特提斯的残余部分，西地中海的巴利阿里海盆和第勒尼安海盆则形成于中新世早、中期，这些海盆在晚中新世以前的地形轮廓与现代十分相似。也许只有爱琴海曾在上新世和第四纪遭受过可观的下沉。巴利阿里海盆边缘的372号深海钻井(42A航次)揭示，前墨西拿地层主要是半远洋沉积(类似于那里的现代沉积)，所含浮游和底栖动、植物群均属于开放海洋性质；底栖有孔虫的古水深资料表明，该钻井部位在早中新世至少有900米深，以后逐渐沉降，至中中新世结束前水深超过1500米；中新世早、中期的冷水圈介形虫也指示当时海水较深。第勒尼安海盆的373号钻井，利万特海盆的375号钻井同样得出前墨西拿期主要为半远洋沉积，曾经是较深的开放性海洋。42A航次深海钻探表明，紧覆于墨西拿盐层之上的上新统也是开放海洋的半远洋沉积，古水深分析指示当时的水深超过1000米或1500米。可见，在墨西拿事件前后，地中海均是深海沉积环境(Hsü et al., 1977)。这就是说，当地中海与大西洋相通时，它是一个深海；当地中海与大西洋隔绝、盆地变干时，它成为一个很深的凹地或内陆盐湖，属于深盆浅

水环境。

地中海周围的河谷也证明地中海曾经变干。尼罗河、罗纳河等注入地中海的大河，都拥有规模惊人的埋藏峡谷，这些峡谷向上游伸展，深切至海面以下数百米，有的峡谷底部发现有河成砾石。离尼罗河口约800千米的阿斯旺，埋藏峡谷位于现代地中海海面之下200米，峡谷下部被上新世海相沉积所充填。如所周知，海平面是河流侵蚀的基准面，河流不可能把它的河谷刻蚀到当时的海平面以下，巨大的埋藏峡谷证明中新世末期地中海海平面曾大幅度降低。注入干化地中海的河流，下切力量明显增强，除在陆上切割出深邃的峡谷外，河流还穿越出露的大陆架和大陆坡，从而形成了法国、科西嘉、撒丁岛和非洲北部大陆边缘上众多的峡谷。这些海底峡谷多与陆上河道相连，谷底为冲积砾石所覆(Hsü, 1972)。地中海变干还解释了地中海周围陆地上异常发育的喀斯特地貌(如南斯拉夫)(Hsü et al., 1977)。喀斯特的发育需有地下水活动。在地中海马耳他岛，地下水循环曾深入到目前海面以下3000米的深处。喀斯特现象还见于目前没于海底的地中海脊上(Hsü, 1982)。在深海区之所以能发育喀斯特，也正是地中海一度干涸的结果。

地中海曾是连接大西洋和印度洋的通道。在墨西拿事件之前，地中海的海洋生物是来自大西洋和印度洋的混合种类的后裔。在这场盐度危机中，有些生物逃离地中海，在大西洋存活下来，其余的差不多全部绝灭。至上新世初，大西洋水重新注入变干的地中海，为地中海带来了一些新的种属。因而，地中海中新世的海洋生物既有大西洋也有印度洋分子，上新世则全是大西洋分子。中新世与上新世之交的生物革命乃是盐度危机的产物。地中海的干涸还导致非洲与欧洲之间在墨西拿期出现陆生动物的交流(Hsü et al., 1977)。

由上述可知，地中海变干的证据是相当有力的。然而，目前地中海面积广达250万平方千米，最大深度4000余米，平均水深1500米，从而，海水体积计有375万立方千米。如此巨大的海盆竟能完全干涸，似乎不可思议。实际上，在地中海地区，蒸发量大大超过降水量。在扣除降雨和河流入注的水量后，目前的净蒸发损耗量高达3300立方千米/年。这样，假如现在的直布罗陀海峡封闭，那么，只需大约1000多年的时间，地中海水便会蒸发殆尽。所以地中海变干不足为怪。不过，地中海数千米深的海水一次蒸发变干，不可能形成2千米以上的巨厚盐层。显然，当时地中海曾多次变干。蒸发盐与海洋沉积物的互层也表明，海水曾多次补给地中海。可见，地中海与大西洋之间曾经时而连通，时而堵塞，大西洋水断断续续地注入地中海，但平均补给速率低于平均蒸发速率。

地中海的深海钻探揭示，中新世末期还曾形成薄层的淡水沉积物，内含淡水、半咸水的介形虫、硅藻化石。如376号深海钻井的墨西拿最晚期泥灰岩中，含广盐性的*Ammonia-Cyprideis*动物群。同位素证据也表明，来自大陆的水曾一度注入变干的地中海(Hsü et al., 1977)。当时自东欧延至咸海以东曾有一个很大的淡水－半咸水湖泊，称准特提斯(Paratethys)，现代黑海、里海和咸海就是准特提斯的残存部分。地中海干涸时，周围河流侵蚀力量大增，北侧河流的溯源侵蚀可袭夺准特提斯湖水进入地中海(图7—22)，使地中海变成淡水－半咸水湖。所以在地中海沿岸地区，如法国南部、西班牙东部、突尼斯和埃及北部均残留有东欧准特提斯的淡水－半咸水生物群，如淡水的鱼和软体动物。地中海墨西拿最晚期的淡水－半咸水湖(也称Lago Mare)环境，处在蒸发盐沉积之后，上新世海洋沉积之前(Hsü et al., 1977)。

前不久，McKenzie 等对73航次519站位晚中新世－早上新世的液压活塞岩芯作了详细的氧同位素测定。高分辨率的氧同位素地层学表明，墨西拿期有两次变暖和海平面上升期(650万年和540万年前)，上新世最早期有一次变暖和海平面上升期。经与地中海资料对比，得出盐度危机的具体历程如下(见任美锷，1985)：

(1)650～590万年前，海平面逐渐下降，注入大西洋的致密地中海海水减少，地中海内环流减弱。

(2)590～570万年前，为低海面时期，地中海处于局部隔绝状态，大西洋水仍可注入地中海，不断蒸发，形成主要的岩盐体，即下蒸发岩系。

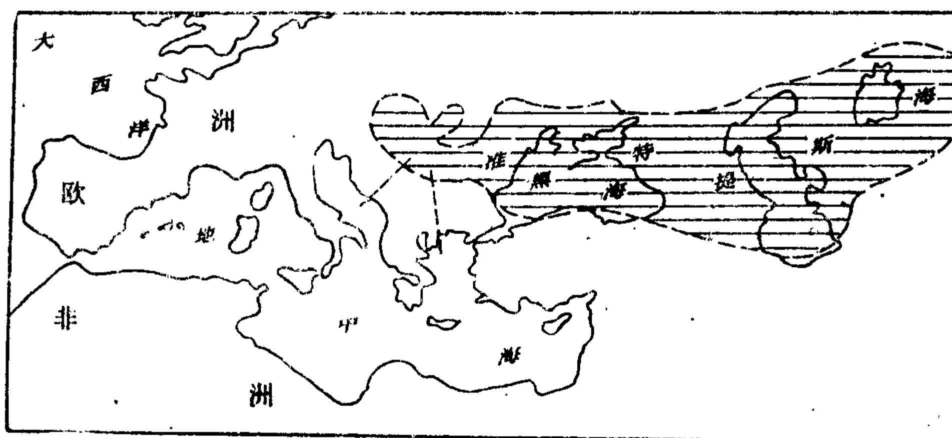


图7－22　中新世末期准特提斯淡水注入变干地中海示意图（据K.J.Hsü）

(3)540万年前，海平面短期上升，造成墨西拿期内的一次海侵，形成海相地层。

(4)540～496万年前(中新世最晚期)，海平面下降，导致地中海与大西洋完全隔绝，沉积了上蒸发岩系。

(5)495～430万年前(上新世最早期)，随着南极冰盖融化，世界海平面复又上升，直布罗陀海峡开放，形成持久性的海水通道。大西洋海水沿直布罗陀海峡倾泻进干涸的地中海，地中海与大西洋之间的环流逐渐恢复，在地中海重新建立起正常的海洋环境。地中海盐度危机至此结束。上新世早期沉积下来的碳酸盐软泥和半远洋粘土(van Couvering et al., 1976)，表明地中海已再度变成浩瀚的深海。在变干时期形成的大峡谷中，也充填了早上新世的海洋沉积物。

地中海蒸发盐总量大约有100万立方千米，占世界大洋盐分总量的6%，这许多盐分从海水中析出，可使大洋盐度下降2‰。盐度降低导致海水冰点升高，海水可以在稍高的温度下冻结成海冰；这就增加了地球的反射率(地中海盐滩的反射率也大于海水的反射率)，从而促使中新世末期南极覆冰的扩展。可见，南极冰盖的扩展造成海平面降低，致使地中海被隔绝，而地中海隔离所激起的古环境反馈作用，又进一步促进了全球的变冷(Kennett, 1982)。

地中海盐度危机是一桩区域性的灾变事件。地中海干涸了，海水转移到世界大洋中，可使海平面升高11米。盐度危机使人们相信，蒸发盐未必都形成于小浅的盐滩环境，它也可以形成于干涸的深海盆地。中大西洋和墨西哥湾的侏罗纪盐层，以及南大西洋的白垩纪盐层，也可能是干涸洋盆中的产物(当时新生的大西洋盆地规模不大)。南大西洋盐层规模甚大，推测白垩纪期间南大西洋的蒸发干涸，可导致海平面的显著上升。

第七节　上新世与第四纪的古气候、古海洋演变

一、上新世晚期的气候变冷

上新世早、中期，气候转暖，当时底层水温比其前的晚中新世和其后的晚上新世—第四纪都高(图7—14)。南极大陆的地质证据表明，上新世早期南极覆冰有可观的退缩，并导致海侵的发生。当时冰载沉积物的分布范围比第四纪偏南(Kennett, 1982)。

至上新世晚期，气候复又转冷，在内华达见有310～270万年前的冰川沉积物(Curray, 1966)。在冰岛，发现冰碛物覆于约300万年前的熔岩上(McDougall & Wensink, 1966)。大西洋(Thunell & Belyea, 1982)和南大洋(Kennett et al., 1979)深海钻探和古生物提供的证据表明，上新世晚期海水表层温度明显下降。Shackleton和Opdyke(1977)根据赤道太平洋中部岩芯的$\delta^{18}O$值在320万年

前陡增了0.4‰，曾认为北半球冰盖形成于320万年前。这一说法曾经广泛流行。然而，根据赤道太平洋、大西洋和印度洋浮游有孔虫的氧同位素研究，发现$\delta^{18}O$值虽在320万年前增加了6.5‰，但至310万年前又降低至过去的平均值。可见，320万年前的氧同位素事件并不代表世界冰量的长久增加，而仅反映了冰量的短暂波动。深海钻探72航次516A、517和518站位的资料表明，320万年前仅底栖有孔虫的$\delta^{18}O$有所增加，而浮游有孔虫的$\delta^{18}O$并未增高。如果320万年前北半球和全球冰量大增，当时的浮游和底栖有孔虫的$\delta^{18}O$值均应明显增高，而事实上仅有底栖有孔虫$\delta^{18}O$值升高，这表明当时世界冰量可能并无明显的增加，只不过是北大西洋深层水和南极底层水增加导致西南大西洋底层水温降低的结果(任美锷，1985)。近年来的新资料表明，重大的氧同位素变动约发生在240万年前(详见下一小节)，北半球冰盖可能主要形成于240～250万年前。在北半球高纬海域，不同地区冰载沉积物的出现年代不尽一致。一些年代较老的冰载碎屑不见得是大规模冰盖的产物，它们反映了晚第三纪逐渐变冷过程中北冰洋海冰以及高纬地区山岳冰川的形成较早，如阿拉斯加的山岳冰川早在距今900～1000万年前就已经出现(Nilsson, 1983)。前不久在挪威海的大洋钻探成果表明，这里在280～290万年前已出现冰川环境，比冰岛以南的北大西洋地区约早50万年(Leg 104 scientific party, 1986)。

北半球冰盖的形成约比南极冰盖晚1000万年，这可能与中美水道的最终关闭有关。随着巴拿马地峡的形成将大西洋与太平洋隔开，加勒比海一带暖水向西的去路已被切断，只能折转向北，致使北去的墨西哥湾流显著增强，温暖的湾流给高纬地区带来大量降水，从而促进了北半球冰盖的发育。巴拿马地峡最终形成于310～350万年前(Keigwin, 1978)，与北半球冰盖的形成时代相近。在墨西哥和古巴之间的尤卡坦海峡，340万年以前的沉积物是未分选的，此后沉积格局急剧改变，这正是湾流增强的结果(Kennett, 1982)。还有些学者认为北半球冰盖的形成与晚新生代强烈的造山运动有关(高迪，1977)。关于北半球冰盖的发生远晚于南极冰盖的确切机制，仍在进一步探索中。

北半球冰盖(主要指北美、斯堪的纳维亚冰盖)形成，意味着大冰期的开始，典型的冰期－间冰期气候旋回出现，这是新生代气候演变中的划时代事件。

二、距今240～250万年前——松山期与高斯期之交

距今240多万年前，适值松山期与高斯期的分界，曾出现重大的环境变化。深海钻探81航次525A站位，位于北大西洋罗卡尔滩(Rockall Bank)的西翼，采集到未扰动的液压活塞岩芯，岩芯最上部40米为黑白相间的沉积物互层。黑色层含有棱角状的冰载碎屑，白色层为富含有孔虫的软泥，分别代表冰期与间冰期的沉积物。从552A号钻井岩芯的$\delta^{18}O$曲线与$CaCO_3$含量曲线(图7－23)来看，白色层$\delta^{18}O$值低，$CaCO_3$含量一般高达80～90%，而黑色层$\delta^{18}O$值高，由于非碳酸盐的冰载物质数量较多，$CaCO_3$含量仅10～40%。图7－23很醒目地显示出：$\delta^{18}O$值最大正值和$CaCO_3$含量最低值均始于240万年左右(Shackleton et al., 1984)。Backman重新测定了北大西洋111号和116号深海钻井岩芯中冰载沉积物的出现时代，得出这里的冰载沉积物出现于250万年前，而不是早先认为的300万年前(Kennett, 1983)。南大西洋福克兰海底高原的514号深海钻井，其液压活塞岩芯中的放射虫在距今240万年前由暖水种变为冷水种。北大西洋397号深海钻井的分析表明，240万年前底层水腐蚀作用增强，CCD有较大幅度的上升；当时$\delta^{13}C$值明显增加(图7－24)。太平洋北部的深海岩芯分析表明，250万年前风成沉积作用突然增强(Leinen & Heath, 1981)。距今240万年前洋底沉积间断多见，显示深水环流增强。北大西洋280～240万年前发生的环境变化可归纳为表7－3。(表7—3见248页)

如表7－3所示，距今240～250万年前温度陡降，为古环境剧变时期，也应是北半球冰盖的主要形成时期。这一时期还与北美中部的冰川出现时期(早于距今220万年前)大致吻合，也与我国黄土的出现时期相吻合。下伏于午城黄土之下的晚上新世红土，含有丰富的象、犀牛等动物化石，显然是湿热

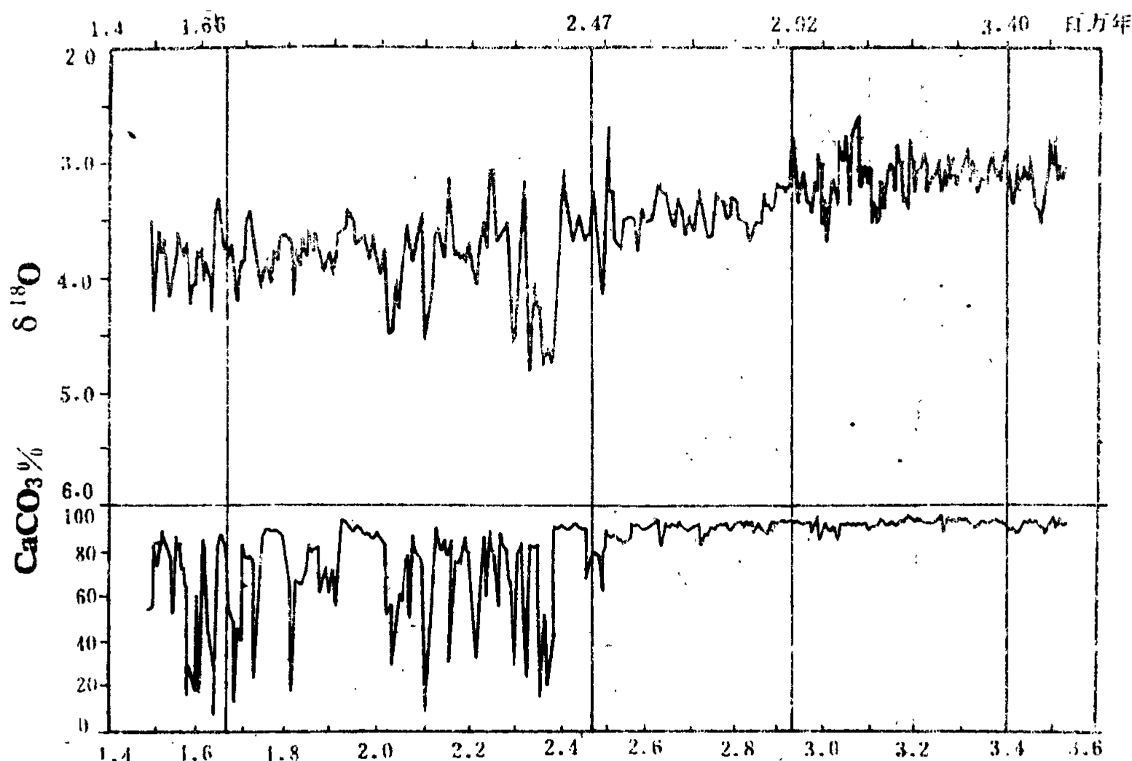


图7－23　552A号深海钻井岩芯距今140～360万年前的氧同位素记录和碳酸盐含量（Shackleton et al., 1984）
垂线为古地磁极性期界线：166万年前为奥杜威正向亚期的顶界；247万年前为松山反向期的底界；292万年前为凯纳反向亚期的顶界；340万年前为高斯正向期的底界

气候的产物；至大约240万年前，气候骤转为干冷，形成黄土(Liu et al., 1985)。1984年经国际地质科学联合会(IUGS)正式通过，意大利南部卡拉布里亚Vrica剖面被当作上新—更新统界线的标准剖面，根据一些微体化石的初次出现和末次出现，并将该剖面整合覆于腐殖质e层(标准层)之上的海相粘土层的底界当作更新统的下界，利用古地磁测年等资料，一些学者得出第四纪下限为164万年前(比奥杜威亚时顶面稍晚)(见Aguirre & Pasini, 1985)。但从气候剧变和北半球冰盖的形成出发，国内外有些学者倾向于将大约240～250万年前作为第四纪的下限(Nilsson,1983;Liu et al., 1985等)。随着大洋钻探计划的开展，可望为北半球冰期的开始和第四纪下限的确定，提供重要资料。

三、距今70万年前——布容期与松山期之交

距今70～90万年前，气候也有重要变化。根据南半球深海柱状样的微体化石研究，发现松山期气候较暖，70万年以来的布容期则具有寒冷的气候旋回。地中海第勒尼安海盆中部的深海钻探岩芯研究，也发现松山期的大部分时期不象布容期那样有突出的变冷期。在北太平洋和北冰洋，距今70万年前冰载碎屑显著增多。在南大洋，放射虫*Pterocanium prismaticum*在X与ψ带的界线处(70万年前)绝灭。1972年，Keany等根据对南大洋深海岩芯的研究，在Φ、X、Ψ、Ω四个放射虫化石带中(约250万年以来)发现了16次气候波动，其中以Ψ和Ω带(约70万年来)的6次波动最为明显。同年，Hays等则根据放射虫和硅藻的综合研究，在70万年以来的沉积物中识别出7次明显的气候波动，并发现70万年来的气候显著变冷(见Nilsson, 1983)。

第四纪期间的氧同位素变动有两种主要型式：第四纪早期(早于91万年前)，$\delta^{18}O$值偏低，变化幅度较小；第四纪晚期(73万年以来)$\delta^{18}C$值较高，变化幅度也大(图7－24)。这表明，在第四纪早、晚期之间，全球冰量有一显著变化。在200～70万年期间，北冰洋仅有薄冰或周期性覆冰，生物生产率尚高，70万年以来，冰封北冰洋，有如今日所见(Gilbert & clark, 1983)。70万年前后氧同位素变动幅

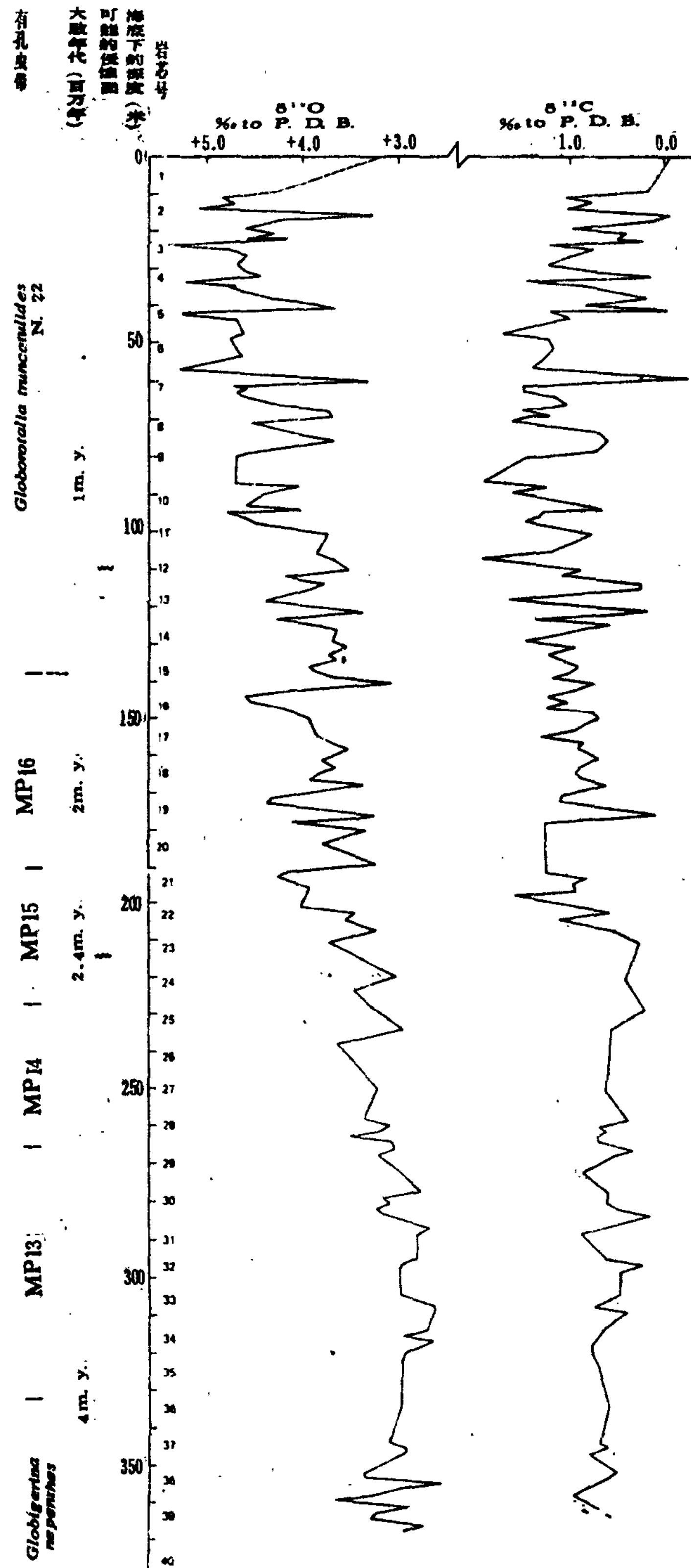


图7－24　大西洋非洲西北岸外DSDP397 号钻孔上新世至第四纪的碳、氧同位素记录

(Shackleton & Cita,　1979)

注意氧同位素记录在深约210米、100米和60米处的明显变化，反映冰量的增长

度的差异，看来与北冰洋的冰盖消长有一定联系。

总之，约70～90万年前，地球上出现更严酷的气候条件。在陆上，自70～90万年以来，可能意味着中纬地区也进入真正的冰川时代；在这期间，尽管严寒的冰期之间还隔有相对温暖的间冰期，但在90%以上的时间内，气温和水温较低，冰川覆盖了大片陆地。90万年(哈拉米洛极性事件)以来已有最精确的氧同位素记录，这期间计有23个氧同位素期，70万年以来则有19个氧同位素期，显示冰期、间冰期的频繁更迭。

四、距今12万年前——末次间冰期极盛期

Emiliani(1955)曾尝试将他的氧同位素曲线与北美、欧洲经典的冰期－间冰期划分相联系，也就是将氧同位素2～4期相比于玉木(威斯康辛)冰期，6期相比于里斯(伊里诺)冰期，10期相比于民德(堪萨)冰期，14期相比于贡兹(内布拉斯加)冰期。由于陆上冰期缺乏准确的年代资料(见第四章五节)，实际上除了末次冰期(玉木)可与2～4期对比外，更老冰期的对比分歧甚多，仍有待进一步工作。既然氧同位素2～4期相当于末次冰期，其后的氧同位素1期显然就是全新世冰后期；Emiliani还将其前的5期相比于末次间冰期(见Nilsson,1983)。

Emiliani 早期的氧同位素记录显示5期内的曲线变化比较简单。以后Shackleton等的工作将5期细分为5个亚期，5a、5c、5e、三个亚期(暖峰)被5b、5d 两个冷谷分开(图7－25)。这三个暖峰中以最早的5e亚期最为突出，其氧同位素值最低。在图7－25中，氧同位素值从6期的5‰左右，至5e亚期减小到仅3.0‰，至5d亚期复又增至4.0‰。5e亚期是迄今以来氧同位素值小到与现代相近(图7－25)的最后一个时期，当时的冰量也必然至少要缩减到与现代相近的数值。所以Shackleton 强调5e亚期最合适地反映了末次间冰期(见Nilsson, 1983)。

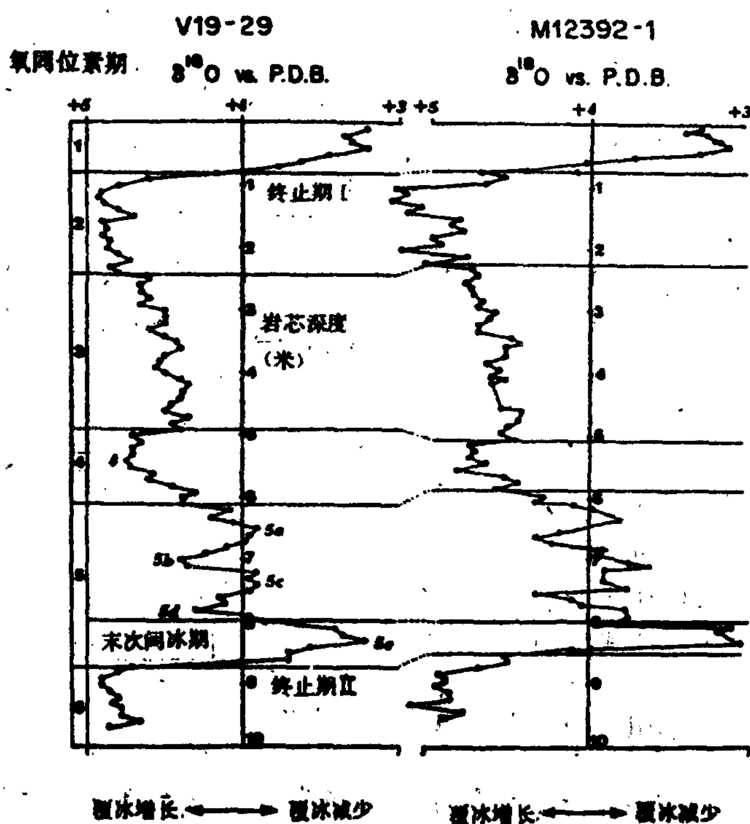


图7－25 太平洋巴拿马盆地V19－29岩芯和大西洋西北非岸外M12392－1岩芯近150000年来的氧同位素记录(据Shackleton, 1977)

Broecker等(1969)根据$^{231}Pa/^{230}Th$测年资料，并将5a、5c、5e亚期与巴巴多斯高海面阶地I、II、III对比(见图7－30)，对Emiliani等早期的年代表作了修正。他们提出的近13万年来氧同位素记录的年代框架，经十多年应用已被广泛接受。其中，氧同位素5期的年代为距今127000～75000年前，历时52000年。5期与6期的分界，即终止期II的中点的年代为127000年前，5e与5d亚期的分界约116000年，5e亚期长11000年，取其中点为距今122000年前，可作为末次间冰期的鼎盛期(CLIMAP Project members, 1984)。

CLIMAP计划最后三年(1977～1980)的工作，是对末次间冰期进行全球性制图和研究。该计划成员选取了世界大洋各地52个深海岩芯作详细的氧同位素分析，并就有孔虫、放射虫和超微化石组合采用转换函数方法计算了海水表层温度，编制了距今122000年前二月份和八月份表层海水温度图(图7－26)。研究结果表明，末次间冰期的气候与现代极相似，就总体而言海水表层温度与现代相近，虽然北大西洋和北太平洋可能较今稍暖，墨西哥湾较今略凉。另在英吉利海峡泽西岛，与距今121000年前的石灰华呈互层的海滩砾石层中，含软体动物*Astralium rugosum* (Linné)，而现代这种软体动物的分布北界远在340千米以南，据此推断当时沿岸的表层水温约比今天高3°～4°C(Keen et al., 1981)。其他如挪威南岸的资料也表明北大西洋东缘末次间冰期的气候比现代暖。

CLIMAP计划成员还研究了氧同位素6期和5期的分界，即冰量减小进入末次间冰期的变化情况，以及5e与5d亚期的分界，即冰量增加，退出间冰期的变化情况，发现在南半球大洋的多数海域，古生物资料得出的表层和(或)较浅的次表层水温度的变化比之氧同位素值所反映的冰量变化在时间上超前，相反在北大西洋中纬地区，海水温度变化比之冰量变化在时间上延后(北纬40°以北岩芯的延后最为明显)。这样，末次间冰期最暖期的年代在不同区域可有数千年的出入。

末次间冰期冰盖的范围有多大？大多数直接的地貌证据已被侵蚀而消失，或者已埋藏于更年青的沉积物和现代冰盖之下。在构造稳定的岛屿或大陆边缘，通过铀系法测定年龄，发现有许多末次间冰期的珊瑚礁阶地位于现代海平面之上。如在大西洋西部百慕大地区末次间冰期的高海面高出现代海面4～6米(Harmon et al., 1981)。新几内亚和巴巴多斯的珊瑚礁高程资料，在扣除构造抬升量之后也显示125000年前的海面在现代海面之上约6米(见Kennett, 1982)。这表明末次间冰期覆冰的数量可能比现代更少。推测由于末次间冰期夏季日照量比今日高，使格陵兰冰盖消融，或由于西南极冰盖的崩解，当时覆冰的规模略小于现代。然而，在深海岩芯的氧同位素记录中却难以判断5e亚期的冰量是否比现代更少。在氧同位素曲线上，有些岩芯5e亚期的$\delta^{18}O$值比1期略低，但也有些岩芯5e亚期的$\delta^{18}O$值比1期略高。事实上，6米的海平面波动量仅相当于氧同位素值变化0.066‰，而重复测量某一层位氧同位素值的标准偏差通常就有±0.10‰，故根据深海岩芯的氧同位素记录尚不能识别6米的海平面变动和相应的冰量变化(CLIMAP Project members, 1984)。

在5e亚期与5d亚期的分界以及5期与4期的分界，北大西洋均发现冰载碎屑数量显著增加，反映出暖期向冷期的过渡。早于75000年前的5期，冰载碎屑主要见于格陵兰和纽芬兰岸外；而在75000年以后的4期，冰载碎屑沉积速率最大的地带(位于极峰南侧)，已推进至40°N与50°N之间海域(Berger, 1981)。75000年前冰载碎屑的扩展，显示了末次冰期的来临。

五、距今18000年前——末次冰期极盛期

如上所述，Emiliani将氧同位素2～4期与玉木冰期对比。在多数情况下，各期氧同位素极大值与极小值均达到相近的数值，但氧同位素3期这个暖峰却比其他奇数氧同位素暖峰低得多(图7－25)，因而也可以将3期当作末次冰期内的一次重大波动(或亚间冰期)。氧同位素2期是第四纪$\delta^{18}O$记录曲线中最后一个氧同位素峰值，即最近一次冰量最大时期，2期这个冷峰又比4期更加显

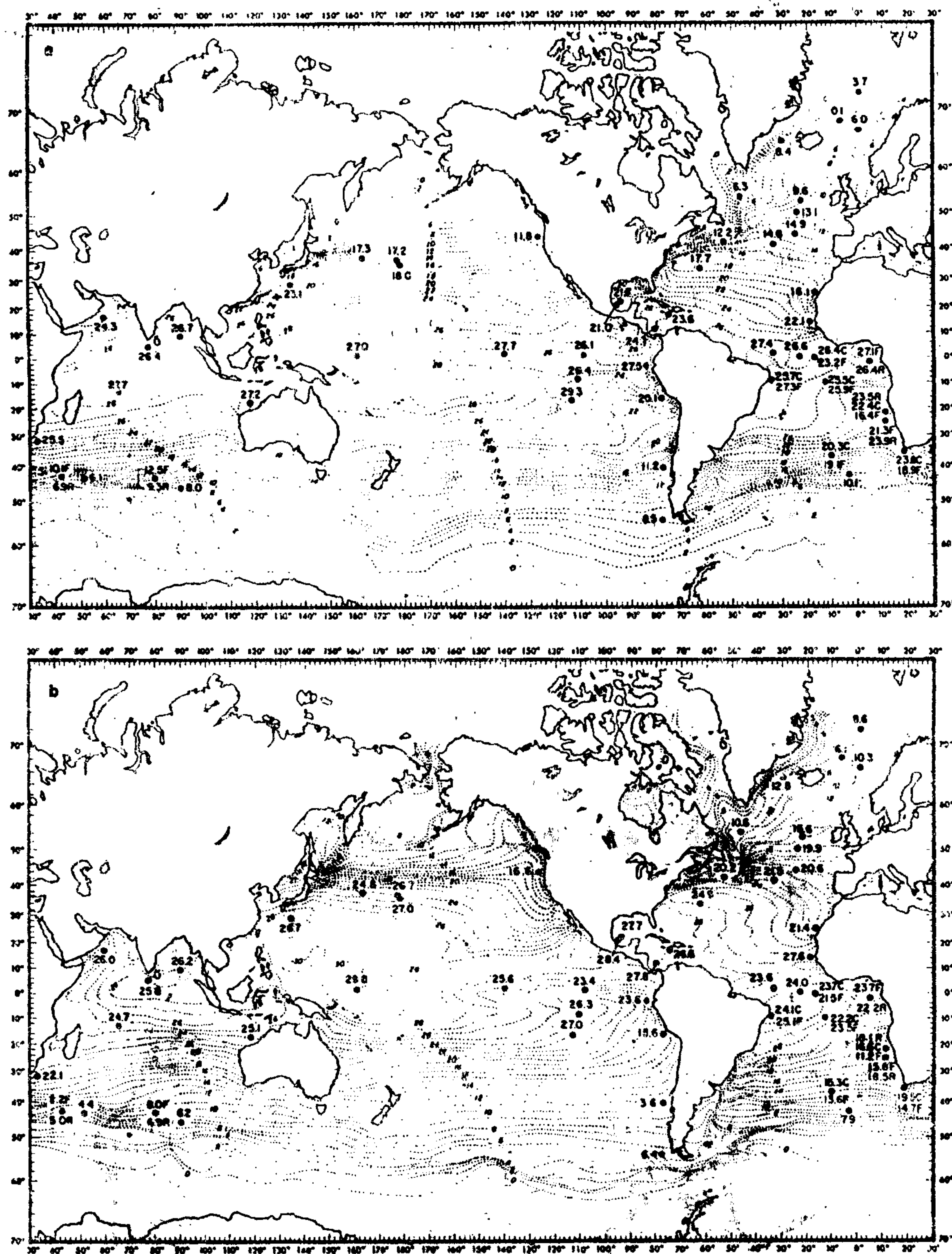


图7—26　末次间冰期距今122000年前世界大洋表层水温图

(CLIMAP Project members, 1984)

a.二月份；　b.八月份

古温度值用点表示，数值为°C；当有两个以上生物组合分析值时，分别注明F(有孔虫)、R(放射虫)、C(超微化石)；等值线为现代表层水的温度(°C)，供比较用

著，因此，可以将17000～18000年前的2期当作末次冰期最盛时期。

末次冰期距今不久，它在地质记录中留下大量可供研究的痕迹。大约18000年前，北美大陆的覆冰面积高达60%，冰盖厚可达3千米，一些地区冰盖扩延至40°N以南；欧洲和西伯利亚也有巨大的冰

盖；北冰洋完全被冰雪覆盖；南极洲周围海冰分布甚广；喜马拉雅、西藏、科迪勒拉、安第斯、澳大利亚东南部，塔斯马尼亚和新西兰等地发育了山岳冰川。大陆上草原、沙漠有所扩展。海冰、冰盖、草原和沙漠的扩展又导致地球表面反射率显著增加。当时海平面至少下降了85米，今日的陆架浅海大片出露成陆，亚洲大陆与库页岛、日本之间，亚洲大陆与美洲大陆之间(沿白令海峡)，英国与欧洲大陆之间，澳大利亚与新几内亚之间被其连通，印度尼西亚诸岛相互连接，并与中印半岛连成一片，它们与澳大利亚－新几内亚之间仅留有狭窄的海峡，太平洋与印度洋之间沿低纬度的交流已基本中止(Сафарова и др., 1984)。

近年来，CLIMAP研究组就浮游微体化石组合，采用转换函数方法(见第三章)重建了18000年前北半球夏季世界大洋海水表层温度图(图3－29)。该图有助于人们深入认识第四纪冰期的性质。与现代相比，当时古海洋的特点是：(1)沿极锋线温度梯度明显增加，尤其是在北大西洋和南大洋。(2)极锋线向赤道推移。(3)大多数海域表层水温降低，全球平均约下降了2～3°C。(4)赤道太平洋和赤道大西洋上升流活跃，沿岸上升流也甚活跃。(5)东部边界流(沿非洲、澳大利亚和南美的西岸)有所增强，伴随着冷水向赤道扩展。(6)大洋盆地热带中央环流的位置和温度几乎不变(CLIMAP, 1976)。根据CLIMAP的再造，学者们还计算了末次冰期降水－蒸发作用的布局。模拟计算表明，与现今相比，当时热带海洋的降水显著增加，中纬海域略有减少，高纬地区则无变化。热带海水的淡化也得到某些浮游有孔虫氧同位素值(比预计更低)的支持。计算还发现从大洋输往大陆的水气明显减少。事实上，冰期时砂丘广布，气候十分干燥(Berger, 1981)。

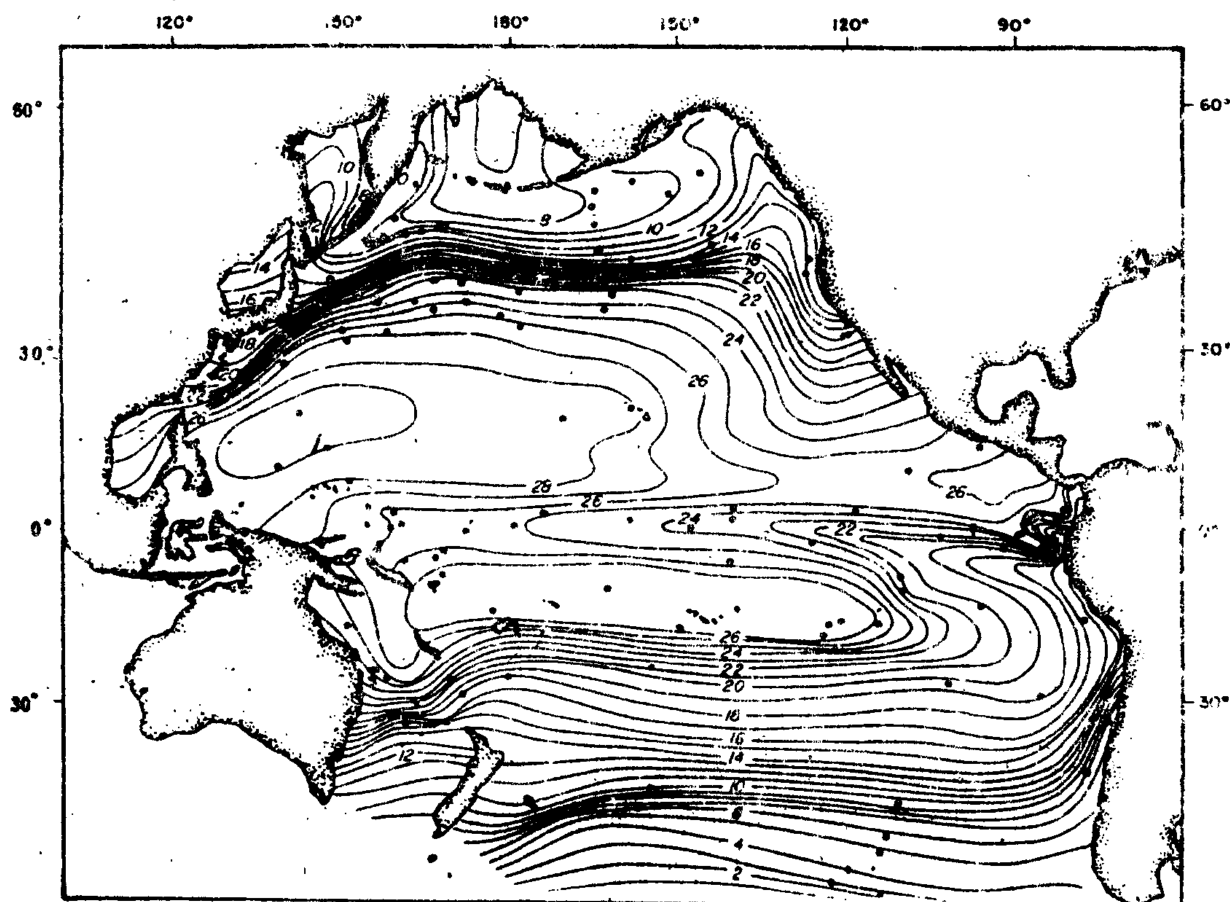


图7－27　距今18000年前八月份太平洋海水表层温度图

(Moore et al., 1980)

等温线以1°C为间隔，圆点为研究样品站位的位置，大陆轮廓按海平面比目前低150米绘出

Moore 等(1980)根据微体化石群的研究，对太平洋18000年前八月份(图7－27)和二月份的表层水温作了再造。当时亚北极地区八月和二月的表层水温比现在大约低4°C左右；赤道区八月份比现在低2～4°C(图7～28)，而二月份变化不大。这些明显变冷的海域也具有最大的季节性变化。亚北极地区的明显变冷伴随着亲潮寒流的强化并向南扩展至台湾附近，这可能与北极冷空气汇集于西伯利亚和北太平洋之上有关。然而，18000年前太平洋中部亚热带海域(不包括边界流地区)的温度一般比现在更高(图7－28)，说明热带暖水没有向亚极地带扩展，而是集中在亚热带海域。这些海域作为低气压区，可从相邻大陆吸收水气，致使当时的陆区变得更为干燥(Moore et al., 1980)。

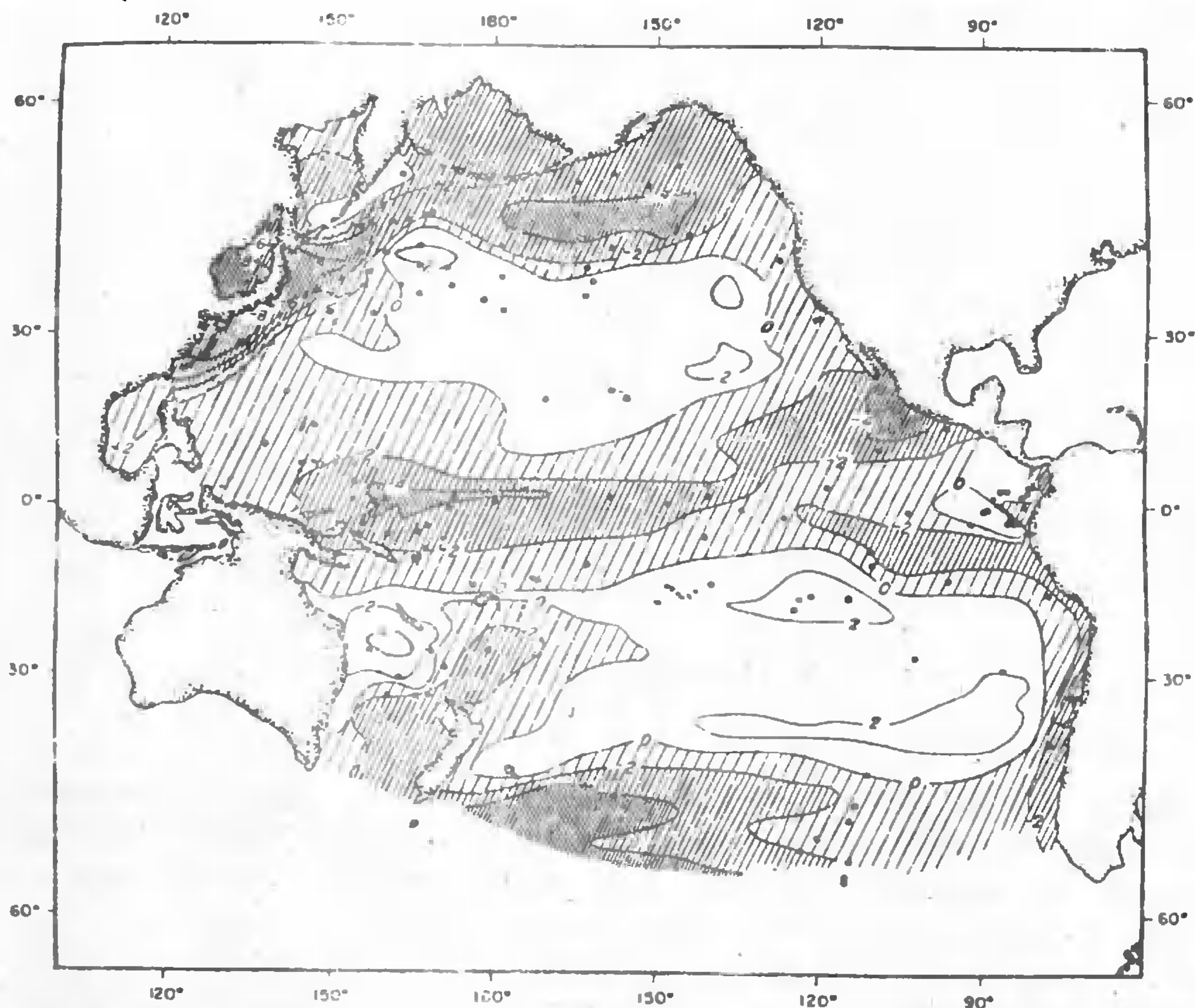


图7－28　太平洋18000年前八月份与现代八月份海水表层的温度差（Moore et al., 1980)

温度差等值线间隔为2°C；稀疏影线表示比现在冷0～2°C；中等影线表示比现在冷2～4°C；密集影线表示比现代冷4°C以上；未加影线区表示比现在更暖；圆点和大陆轮廓同图7－27。

第四章末节曾提到，冰川鼎盛期以后紧接着出现快速的变暖，相应的氧同位素曲线最陡(变化最急剧)处，称为终止期。末次冰期之后出现最后一个终止期(终止期I)，其年代范围约在15000～9000年前。这6000年期间，北大西洋极峰的位置从大致平行于49°纬线迅速退却至纽芬兰以南至冰岛一线(Berger, 1981)。后退着的极峰在大约10300年前曾再度前进(图7－29)。冰岛西侧大西洋岩芯中的有孔虫研究也表明，约10000年前有一短暂的冷期，它相当于北欧的晚德里阿斯(Younger Dryas)冰阶，即晚仙女木期。在此之前有一暖期，则可与北欧的阿尔路德(Alleroed)间冰阶相对比(Nilsson, 1983)。

鉴于冰期极盛期后冰盖迅速融化，预料进入大洋的淡水不可能很快地与整个海水层充分混合，况且表层水盐度的降低还会导致海水的成层性强化。冰融水($\delta^{18}O$值为－30～－40‰)加入大洋表层($\delta^{18}O$值为0‰)将使大洋水的$\delta^{18}O$值明显降低。一些深海岩芯中的浮游有孔虫壳已测出相应时期异常低的$\delta^{18}O$值。Kennett 和Shackleton(1975)根据墨西哥湾地区15000～11000年前氧同位素值的明显异常，描绘了当时劳伦冰盖迅速解体，大量冰融水沿密西西比河汹涌而下，伴随着海平面的急速上升。长期以来，尼罗河地区以及其他一些国家都有史前大洪水的种种传说(包括圣经中所记载的)，很可能就起因于末次冰期后冰盖的突然融化和海面的急剧上升(Berger, 1981)。冰水横流、海水泛滥的情景，对于聚居在沿江临海低洼地带的人类，会造成不可磨灭的印象。

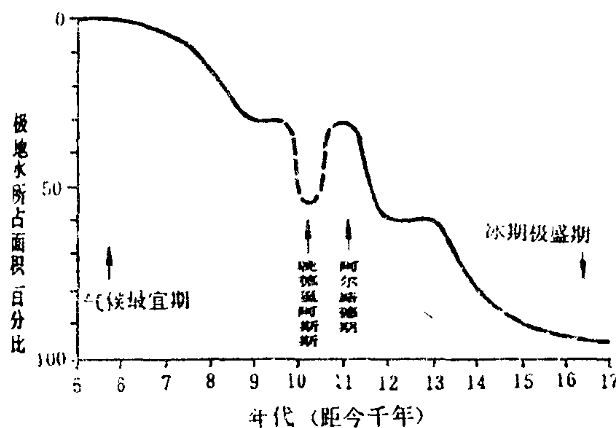


图7－29　北大西洋北纬40°与60°之间冰退时期极地水扩展范围的变化

(据Ruddiman & McIntyre, 1973；转引自Berger, 1981)

六、第四纪冰期海洋及更新世旋回

1.第四纪冰期海洋的一般特点

根据末次冰期的研究及其他有关资料，可以勾勒第四纪冰期海洋的一般特点。在冰期，随着冰盖边缘和极地辐合带(或极锋)向赤道推进，覆冰区(0°或更低)与热带(25°C)之间的距离缩短，温度梯度增大，从而使大气环流和海洋环流(风与洋流)较之间冰期更为强盛。强盛的深洋循环使洋底遭受广泛的侵蚀(Kennett & Watkins, 1976)。由于洋流的增强，南大洋以及其他一些海域生物生产率增加。晚上新世至第四纪期间，硅质生物生产率与硅质生物沉积速率持续增加，至第四纪晚期，生物生产率达到新生代的最高值(Kennett et al., 1975)。相应地，出现了体型最庞大的滤食鲸类。虽然冰期的生物生产率一般来说要高于间冰期，但高纬度覆冰所及的海域，冰期的生物生产率低于间冰期。第四纪气候变迁还引起海洋浮游生物省的大幅度迁移，但并未造成浮游生物的大批绝灭。这是因为，气候变冷、冰川形成和晚第三纪－现代海洋环境的建立，是一个开始于早第三纪的漫长演变过程。在第四纪期间，并没有突然出现全新的海洋型式，相比之下，还是始新世末期和中新世中、晚期的古海洋事件，对于生物地理的影响更为强烈(Kennett, 1978)。

在冰期，冰川侵蚀作用特别强烈，为海洋带来了更多的冰蚀物质；海平面(侵蚀基准面)的降低导致侵蚀作用显著增强，大陆架露出水面遭受侵蚀；大气圈温度低，所含水份少，大片陆地变成沙漠，大量风沙被卷入海洋。因此，在冰期，输入海洋的陆源沉积物数量惊人，陆源沉积速率极大，强劲的风将大量泥沙从干旱、半干旱区搬运至深海远洋，还使非生物成因的远洋沉积物(褐粘土)的沉积速率增大(Kennett, 1982)。

2.更新世旋回

更新世环境的基本特点是冰期与间冰期的更迭。冰川的频繁消长主要集中在北半球，它是影响全球气候波动的关键。虽然有些证据表明东南极冰盖的体积发生过变化，但对于更新世期间南极冰盖进退的幅度和性质，仍然知之不多。

前已述及，氧同位素变动曲线是更新世气候旋回的最醒目表现，它显示出，更新世冰期与间冰期频繁交替，这种交替激起了一系列重要的环境变化。

随着冰进、冰退，更新世期间各气候带南、北迁移，特别是极峰发生周期性移动，冰载碎屑沉积物分布区也随之反复前进和退缩。今日北半球极峰位于格陵兰南缘，在冰期可移至纽约至伊比利亚半岛一线。在气候带迁移的过程中，气候带边界附近的海域变化特别显著，例如可从亚热带变为温带，或相反。而在热带或亚热带的中心区域，所经历的变化较小(Seibold & Berger, 1982)。

如所周知，更新世冰期－间冰期旋回伴随着海侵与海退。在间冰期，海面可上升至与现代海面高度相近或稍高；在冰期，海面可退落至现代海面之下100米左右或更大。$\delta^{18}O$值的波动反映了冰盖的盛衰，可作为海面升降的标志。$\delta^{18}O$值下降代表海侵期，$\delta^{18}O$值上升代表海退期。利用铀－钍法测定了巴巴多斯和新几内亚若干阶地古珊瑚礁的年龄。巴巴多斯I.II.III.IV四级阶地标志了间冰期高海面，年龄分别为82,000年、105,000年、125,000年和200,000年前。前三者可与氧同位素5a.5c.5e亚期对比。巴巴多斯III位于现今海面以上，巴巴多斯I.II虽代表间冰期高海面，但位于现代海面以下15～20米(图7－30)。75000年以来的低海面，相当于末次冰期(氧同位素2～4期)。采用铀系法测定了巴哈马地区受淹没洞穴沉积(钟乳石、石笋等)的年龄，发现139,000～160,000年前的海面至少位于现代海面以下42米；在巴巴多斯也发现距今130,000～170,000年前为低海面时期，应相当于氧同位素6期所代表的冰期(Nilsson,1983)。巴巴多斯第IV级阶地所代表的间冰期高海面，则可能相当于7a亚期。冰川型海面变动至少可远溯至晚上新世，但氧同位素变化曲线显示，海平面升降的最大幅度见于晚更新世(Kennett, 1983)。

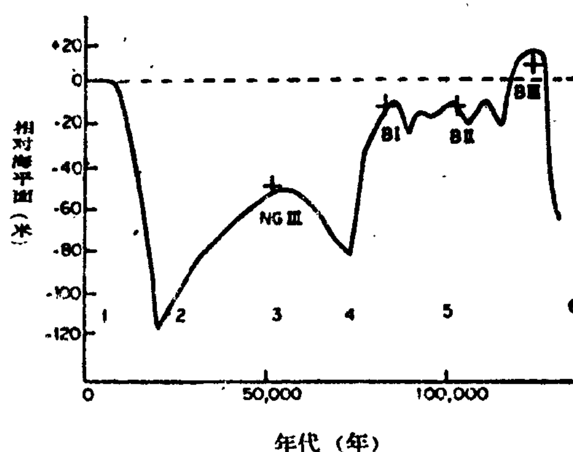


图7－30　近13万年来冰川型海面变动曲线（引自Nilsson, 1983)

图中曲线根据赤道太平洋岩芯氧同位素测定得出(据Shackleton & Opdyke, 1973)；十字是新几内亚(NG)和巴巴多斯(Barbados)的古海面位置；1～6为氧同位素期编号。

更新世旋回还突出地反映在沉积物中碳酸盐丰度的周期性变化上，构成碳酸盐旋回或溶解作用旋回（详见第五章）；同时也反映在沉积岩芯中喜寒、喜暖生物属种相对丰度的周期性变化上。碳酸盐旋回曲线、生物旋回曲线与氧同位素旋回曲线可以相互对比（图2－12），这就比较确切地表达了更新世旋回的性质和频率。近百万年来，冰期、间冰期变更最突出的周期约10万年，其上还叠加着约4万年和2万年的周期，这种冰期－间冰期变动周期可由米兰科维奇理论作出合理的解释（详见第4章5节）。

现将中生代以来大洋演化史的要点，归纳于表7－4，作为本章的小结。

表7－3　北大西洋在距今280～240万年前后的古海洋学变化

时　　期	280～240万年以前	280～240万年以来
北大西洋深层水温度	6°C（？）	2°C（？） 南北温差2°C
底层水温变化幅度	小	1°～3°C
北大西洋深层水环流	弱	？大为加强（在间冰期）
$\delta^{13}C$	较　低	较高（＋0.6‰）
含O_2量	－	＋
北欧冰川	320万年前甚小	显著加强（235万、195万年前）
北海浮冰	无	冰期时有
冰期、间冰期海面升降幅度	约30米 （唯墨西拿期可能达70米）	＞100米
最高海平面	可达＋50米	接近于现代（？＋6米）

（据Sarnthein，1985在同济大学讲稿）

表7-4 中生代以来大洋演化史

时代	大西洋	特提斯洋-地中海
第四纪	大冰期;大洋环流强化	
上新世	冰载碎屑出现 墨西哥湾流强化 大西洋-太平洋动物群交流终止	海水变冷 大西洋与地中海深层水交换 直布罗陀海峡开放
中新世	碳酸盐溶解作用极盛期(1100~1400万年前) 冰岛-法罗海脊沉没,巴拿马海道变浅	地中海形成蒸发岩 亚洲与非洲连接(1800万年前) 印度洋-大西洋-太平洋东西向洋流中断
渐新世	南大西洋五边石勃发 钙质化石保存最佳期(3000万年前) CCD下降	赤道环流局限于自阿拉伯以北狭窄水道通过
始新世	北大西洋硅质沉积极盛期 高温期:热带扩张	特提斯洋中段关闭
古新世	五边石勃发 拉布拉多通道开放	经特提斯的赤道环流仍具有环球性质
晚白垩纪	南、北大西洋开始出现深水交流 南、北大西洋之间有浅层水交流 非洲与南美完全分离	特提斯洋中段开始变窄
早白垩纪	南大西洋:形成黑色页岩和盐 北大西洋:深水缺氧,形成黑色页岩 南大西洋张开	特提斯洋东段开始变窄
侏罗纪	CCD下降 红色菊石灰岩 放射虫岩常见 北大西洋与特提斯洋交换增强 早期北大西洋中形成蒸发盐 北大西洋张开	
三叠纪		深深楔进联合古陆内部的古特提斯洋

(据Berger,1981修改补充)

表7—4 中生代以来大洋演化史(续)

时代	南大洋	总结
第四纪	南极辐聚带、上升流进一步加强，高生物生产率	冰期旋回进一步加强(70～90万年前) 大冰期开始，沉积速率增加
上新世	上升流开始增强	北半球冰盖形成(250万年前) 北半球局部冰川形成 CCD再度下降 巴拿马海道关闭(350万年前) 地中海—大西洋—太平洋短暂连通，南美冰川形成
中新世	南极冰盖扩展(西南极冰盖形成)，南极辐聚带北移 冰载碎屑增加 大洋肥力增加 不受限制的完整的环南极洋流形成	全球变冷，海退 南极冰盖形成 赤道太平洋和北太平洋生产率开始增加 海侵，CCD上升
渐新世	德雷克海峡开放(?) 南塔斯曼隆起与南极洲分离 大规模海冰、南极底层水形成	CCD继续下降 少属种型海洋 沉积间断多见 骤冷，冷水圈环流形成，海退，CCD下降
始新世	南印度洋与南太平洋之间浅层水交流 高纬海域表层水盐度低，较温暖 澳大利亚与南极洲分离(5300万年前)	气候变冷，南极洲形成局部冰川，大洋环流逐渐过渡为受温度控制 海侵
古新世		
晚白垩纪	塔斯曼海发生侵蚀 新西兰与南极洲分离	海面退落，大规模绝灭 海侵极盛期 温暖而均一的海洋 大洋环流受盐度控制，有暖咸底层水 大洋缺氧事件(OAE2,OAE3)
早白垩纪	与西南大西洋连通 (南极中层水供应南大西洋?) 印度裂离澳大利亚—南极洲(印度洋张开)	大洋缺氧事件(OAE1)形成黑色页岩
侏罗纪	大海侵 巴拿马海道开放：形成环绕全球的赤道环流 主要大陆大致处于现今纬度(除南极洲、澳大利亚、印度、格陵兰外) 大海侵(由于裂谷作用使海底变浅)	
三叠纪	联合古陆开始解体 联合古陆向北漂移	

第八章　陆地上的古海洋学

发现并重建"消失在山脉中的古海洋"[1]，也就是找出并确定埋藏在山脉中的古代海洋的洋底及其沉积物是一个非常吸引人的重大课题。利用现代深海研究的许多成果来重新认识陆地上的古海洋沉积，可以澄清许多特殊的沉积地层形成之谜，进而阐明它们形成时的古地理和大地构造环境；反之，消失在大陆上的古海洋的历史，本身又是对大洋演化史研究的必不可少的补充。

然而，大陆上究竟是否存在大洋沉积？这个问题已经经过了上百年的争论，现在基本上得到了肯定的答案，即在大陆上某些山脉中的确存在有大洋沉积。但对这些大洋沉积物形成的具体过程，至今学者们的意见还远未达到一致。本章将从研究最早的阿尔卑斯山说起，然后介绍其他地区的研究成果。

第一节　历史的回顾

陆地上的古海洋学的研究始于阿尔卑斯山地，例如1888年 E.Suess 已将欧洲与非洲间的古海洋称为特提斯海(Tethys)。但是，古海洋沉积的研究还可以追溯到更早的年代。

距今一百多年前，1872年12月21日，H.M.S. Challenger 号离开英国的朴次茅斯港开始了她的科学考察远航，到1876年5月24日返回英国。这次历史性的航行为海洋科学打下了基础，也为地质学揭开了新的一页。返航后，作为 Challenger 号上的科学家，C.W. Thomson (1874) 提交了一份关于现代大洋沉积物特征的初步报告。接着在1876年，J.Murray 又对此作了说明。这些文章中首次报道了各种大洋沉积：翼足类软泥、抱球虫软泥、硅藻软泥、放射虫软泥、大洋红粘土以及大洋铁锰结核。但是这些沉积物类型和当时的地质工作者所习知的现代沉积迥然不同。于是人们就自然而然地要问：在陆地上的地层剖面中是否也存在这种深海大洋沉积物呢？

这样，问题的焦点还是在于如何解释阿尔卑斯山区的岩石。早在1875年，E.Suess 在他的名著《阿尔卑斯山的形成》一书中，就已明确地认识到阿尔卑斯山中生代沉积岩是远洋沉积物。但是撰写此书时，他尚未获悉 Challenger 号的考察成果，因而他的结论很大程度上是一种直觉的推论。他推测东阿尔卑斯山北部的瑞蒂克阶岩石是最浅的大洋沉积，其上覆岩层的沉积水深则逐渐加深。Suess 还认为阿尔卑斯山侏罗—白垩系间的连续沉积意味着大洋的环境。假如他晚一、二年出版此书，那末他就可以利用 Challenger 号的考察成果，在比较沉积学的基础上来作出更成熟的解释了。

直到 H.M.S. Challenger 号远航归来后，Suess 的年轻助手 M.Neumayr 利用考察结果，在他所著《历史地质学》(1887)一书中将阿尔卑斯山上侏罗统的放射虫燧石与 Challenger 号从赤道太平洋和印度洋所采集的全新统放射虫软泥相比较。这个解释经受了时间的考验，为后来的深海钻探第4航次的钻孔资料所证实。他还认为巴巴多斯岛的第三系放射虫岩(始新统)也是沉积在深海中，后来才抬升到陆地上来的。

与阿尔卑斯山放射虫岩共生的就是双瓣腭层 (Aptychus bed)[2]。双瓣腭 (Aptycha) 是一种奇特的方解石质化石。表面上很象双壳类。早在1829年，Ruppell 就正确地将它确定为菊石口盖。它产出的一个最引人注目的特点就是在双瓣腭层中口盖的数量远远超过由霰石层室组成的菊石壳体的数量。这是一个令人难解的问题。就在 H.M.S.Challenger号返航不久，Suess 的学生 T.Fuchs

1)见1980年塞博特 (E. Seibold) 在巴黎第26届国际地质大会上的闭幕词。

2)也称双瓣腭灰岩(Aptychus Limestone)

在1877年根据 Challenger 号对深海中方解石溶解作用的新发现，并受到 Rose (1858) 关于方解石和霰石溶解度不同的研究成果的启发，他得出结论认为，在双瓣腭层中由于霰石质层室壳体的选择溶解作用，使方解石质口盖得到了优先保存。与此同时，他还获悉 Challenger 号在大西洋4000多米深处采集到保存得很好的翼足类的霰石质壳。这使他不禁去推断双瓣腭灰岩是沉积在非常深水的环境中。

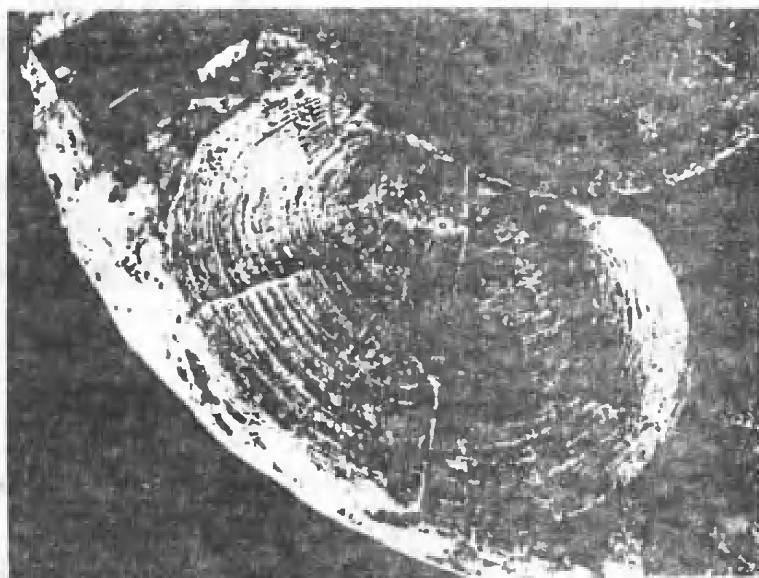


图8—1 双瓣腭—菊石的方解石口盖

标本上可见它附着在菊石上，在阿尔卑斯远洋岩石中仅保存双瓣腭的情况是常见的。不带房室壳体双瓣腭的产出证明了侏罗纪阿尔卑斯特提斯海中霰石质化石的优先溶解作用。(根据许靖华，1976；照片由 R.Gygi 提供)。

次年 W.Gümbel (1878) 又将东阿尔卑斯山下侏罗统红色大洋灰岩中的铁锰结核和形成在现代大洋中的铁锰结核进行了比较。

当然，在陆地上识别出深海沉积不限于阿尔卑斯山—地中海区。在上世纪末，地质学家就已将所罗门群岛的某些现代抱球虫和翼足类灰岩，南苏格兰奥陶系中的放射虫燧石以及巴巴多斯某些第三系的白垩和泥灰岩解释为大洋沉积物。

首先认识到阿尔卑斯山大洋沉积物通常和蛇绿岩共生的是 G.Steinmann (1905)，在此之前地质学家把前阿尔卑斯山 Iberg 飞来峰中放射虫岩和蛇绿岩的共生组合关系，草率地解释为放射虫岩就是"角岩"，是由于蛇绿岩侵入接触变质的产物。Steinmann 在实地考察了亚平宁山和加利福尼亚后，确认这两者的共生组合决非偶然现象。他结合世界各地产出的这种岩石共生组合，推断蛇绿岩是典型的深海环境下的喷发岩组合。Suess 后来(1909)也表示完全同意这个观点。

然而，承认大陆上有深海沉积物就意味着承认有"消失在山脉中的古海洋"，这显然与 Hall 的地槽中都是浅海沉积的概念，与当时流行的大陆和大洋盆地永恒说是大相径庭的。在这样的教条束缚下，即使亲自参加 Challenger 号调查的 J.Murray 和他的同事 B.Renard 在他们合作的关于深海沉积调查报告中(1891)竟宣称："除了一些可疑的例外，不可能承认在陆上地层中有和这些远洋沉积一样的岩石"。他们所谓的"可疑的例外"包括有苏格兰的奥陶系燧石和巴巴多斯的大洋沉积。

由于 Murray 观点的广泛影响，使当时的权威 J.Walther (1897) 也认为陆上所谓的远洋沉积物不一定是深水的和大洋的沉积物，他甚至把 Fuchs 所说的某些深海沉积物归入近岸环境，但是，尽管 Murray 的观点在英、美地质界中有着许多追随者，但欧洲地质学家中仍有一些人坚持认为在古老的山脉中能够找到大洋沉积物，Steinmann 就是其中最重要的代表。

这场争论，一直要等到板块构造学说出现才得到解决。

1968年7月28日，新建造的海洋钻探船 Glomar Challenger 号离开德克萨斯州的奥兰治扬帆远航。这一天标志着海洋地质学的一个新纪元的开始。最初的钻探结果就使人确信现实存在有扩张着的大洋，漂移和碰撞着的大陆。这样，研究阿尔卑斯山地质后获得的一个经典概念，即在山脉中应该找到大洋沉积物就不是不可想象的了。

1973年9月25～26日在瑞士苏黎世召开了由国际沉积学家联合会和欧洲地球物理学会联合主办的"陆上与海底的远洋沉积"讨论会。海洋地质学家和陆地地质学家共同提供了研究成果，讨论了陆上的古老远洋沉积和海底的远洋沉积。结果证明了古老的大洋沉积在陆地上，如阿尔卑斯山—地中海区，是确实存在的，但它们又与深海钻探揭露的现代大洋沉积有所区别。这次讨论会的一些重要的论文已于1974年结集出版。

此后，A.Bosellini 和E. L.Winterer (1975) 对特提斯中生代的远洋灰岩和放射虫岩的沉积层序提出了一个成因模式。1976年许靖华发表了"中生代阿尔卑斯古海洋学"的专著，全面地综述了阿尔卑斯山中生代的深海沉积及其反映出的"已消失的"古大洋的信息。

近年来，对陆地上的深海沉积的研究正越来越引起各国地质学家的重视。1984年在莫斯科召开的27届国际地质大会上，苏联地质学家在研究特提斯洋中部——高加索和最西部——加勒比区的构造演化时，就认为在这些山脉中存在有中生代大洋沉积。我国开展古海洋学的研究还处在开始阶段，但现在至少可以肯定在西藏的特提斯—喜马拉雅中生代沉积中存在有远洋的沉积，其他地区也有报道，更多的远洋沉积还有待于今后的工作去发现。

第二节　深海瘤状灰岩成因之争

侏罗纪特提斯海第一套广泛分布的远洋沉积就是中侏罗统的瘤状灰岩，它在不同地区有不同的名称，如"ammonitico rosso"、"Knollenkalk"、"Adnetschichten"，和"cephalopod limestone"等等(图8—2)。这些远洋沉积的下伏地层通常为海百合灰岩，因此标志着从浅水到深水的过渡，它们除了具有远洋特征和富含菊石化石外，而且层面凹凸不平呈为瘤状，在许多地方多呈红褐色。之所以呈红色显然和含赤铁矿有关，而同样的沉积物在北大西洋西部已为深海钻探所钻遇。

但是关于这种深海瘤状灰岩的成因还存在着分歧的看法。目前最流行的是 Hollman (1962,1964) 提出的假说。他根据溶解作用的证据，把瘤状灰岩不平的层面视为由海底溶解作用 (subsolution or submarine dissolution) 形成的化石化的表面 (fossilized surface)。瘤就是存在于不溶泥灰质残余物中孤立的"溶解作用残留体"。而大量的化石碎块则被引为侏罗纪特提斯海广泛存在海底溶解作用的证据。由于截切的菊石壳常包盖铁质被壳，因此就认为海底溶解事件伴随有下伏沉积物的胶结作用，从而形成了一个固结的外壳或"硬基底"。确实，深海钻探也证实了海底溶解作用的重要性，例如南大西洋14号孔 (JOIDES hole 14) 中的中新统就全部为无化石的、全溶的红粘土。同时，多次洋底表层抓样也证实了现代硬基底的存在。

然而，在沉积物—水界面之下海底成岩作用作为一种可能存在的溶解作用机制其意义是不容忽视的。曾有报导在红海水深816至1737米处埋葬在沉积物中的翼足类壳的成岩溶解作用。在沉积物—水界面处存在翼足类壳，而随着埋葬深度的加深其丰度迅速下降，到几米以下就只有被沉积物所充填的铸模了。Schlager (1974) 就曾指出在 Adnetschichten 或 ammonitico rosso 型的头足类灰岩中存在有菊石的铸模，他因此认为菊石的溶解作用应发生在埋葬以后。

这样，Hollman 等强调了瘤形成的溶解作用的一面，他们认为 ammonitico rosso 灰岩中含泥灰质愈多则遭受的溶解作用就愈强。然而在另一方面，Jenkyns (1974) 考虑到在 ammonitico rosso 中粘土的含量是它的首要的沉积特征，泥灰质沉积在坳陷中，而钙质则覆盖在隆脊上。因此他

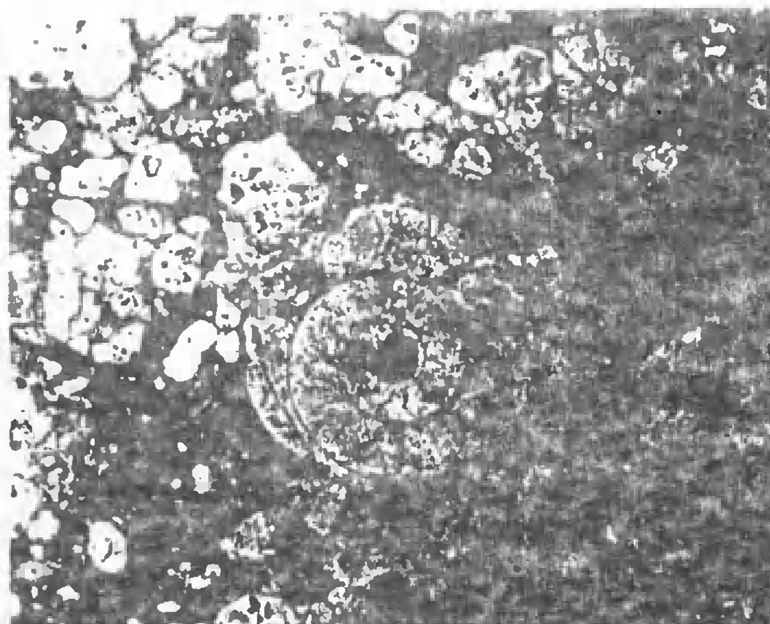


图8—2 瘤状灰岩(ammonitico rosso)

浅色的是结核，其 $CaCO_3$ 含量多于基质。结核可能形成在早期成岩胶结作用时。相反，缝合线(波状暗色线)显然是溶解作用形成的(根据许靖华，1976，照片由 F. Barbieri 提供)

强调碳酸盐的成岩重分配作用，而不是由于溶解作用使碳酸盐含量逐渐减少。易溶的霰石壳被溶解去，遗留下菊石的铸模。而离子运移了一短距离去胶结邻近的瘤。他把通常见到的菊石印模或铸模看作是埋葬后霰石溶解的证据。这就是 Jenkyns 提出的瘤状灰岩的成岩分凝假说，由于 Jenkyns 在 ammonitico rosso 中看到了一些类似叠层石的构造，他认为这是藻类成因的，因此认为 ammonitico rosso 沉积之时特提斯海底的深度达不到霰石溶解的深度。这也是他据以反对 Hollmon 的海底溶解说的、主要论据之一。但他也承认没有找到过藻丝。

事实上，Hollman 与 Jenkyns 都承认有溶解作用和胶结作用，都注意到了缓慢的沉积速率，也都把瘤状层面和现代海底的硬基底相比较。只不过 Hollman 强调了在深海中的海底溶解作用，而 Jenkyns 则强调了成岩溶解作用的意义。这都是正确的。所以，看来对瘤的成因这两种假设有许多共同之处。

A.Bosellini 和 E.L.Waterer (1975) 对瘤的成因提出的解释基本上结合了溶解作用与胶结作用这两个方面。他们认为当海底下沉通过霰石溶解面时，霰石壳开始溶解，这种溶解作用要继续进行到早期成岩作用时，而溶解的碳酸钙将再沉积在更稳定的方解石核心上，如果霰石含量很丰富，那末足够多的胶结物将可造成瘤状构造。红色瘤状灰岩就是通过这种方式形成的。

Milliman 和 Müller (1973) 详细研究了东地中海的海底石化作用。除了石化外壳外，他们还报导了在许多岩芯中产出有钙质的瘤，其大小为直径1厘米到大于5厘米，在一些岩芯中还形成清楚的瘤层。他们确认晚更新世和全新世的镁质方解石 (magnesian calcite) 的沉淀作用导至了石化作用，并认为镁质方解石是作为胶结物在沉积物—水界面处的海水中沉淀下来的。因此，这就和 Hollmann 强调海底溶解作用相反，Milliman 和 Müller 认为沉淀作用在瘤的形成中有着突出的作用。这个瘤的形成模式为 Müller 和Fabicius (1974) 所采纳用以解释 ammonitico rosso 的古海洋学，他们推断瘤形成在与今日东地中海相类似的一局限海中。这里所说的局限海只是指象在地中海的直布罗陀存在相当浅的海床，足以阻止寒冷的大西洋底层水的流入。这样的局限程度就可以使地中海水比开阔大洋水更温暖、盐度更高，但还不能妨碍正常海洋生物的生长。那末为什么瘤非得要在局限海环境中才能形成呢？是否象直罗陀海峡这样的一个地理局限就足可使瘤形成呢？对

于后面一个问题，Milliman 和 Müller 答案是：镁质方解石的沉淀既不是东地中海所特有，也不只存在于第四纪时，因此，地理局限显然只是这种深海胶结物形成的一个必要因素，而不是其充分条件。同时他们还指出了瘤的形成和地中海的温度及盐度的关系，但是他们没有认识到镁质方解石的形成应该只和底层水有关，而与表层或中层水无关。

今日的地中海由于直布罗陀海床的阻隔，从大西洋流入的主要是温暖的表层水，而底层水主要来自北巴利阿里海和亚得里亚海。寒冷的北风使亚得里亚海水变冷（T< 11°C）下降而流出，这时，1400米深处的底层水团的温度约为13°C，盐度为38.6‰，当流至爱奥尼亚盆地中时，亚得里亚海的冷水与勒凡廷海（Levantine）的盐度较高的中层水相遇，形成14.5°C 和38.83‰的混合水，这就是第勒尼安海，爱奥尼亚海和勒凡廷海底层环流的来源，而镁质方解石胶结物正是发现在东地中海底层流的沿途。这显然表明其沉淀作用就是沉积物与移动的水团间相互作用的产物。

许靖华（1976）倾向于后一假设。他认为当时特提斯海是一个部分封闭的海，因为非洲和亚洲的分离还没有完成，阿尔卑斯特提斯海和东边的开阔大洋之间存在一希腊－意大利微型大陆（图8－3）。虽然可能有一、二条海道使印度－－太平洋的表层水可以流入，但这些海道的海床很浅，阻挡了底流的进入。可以设想和现代地中海一样，当时特提斯海盆内也存在由表层冷水下降而形成的底层环流。而这种周期性的底层环流就可以形成 ammonitico rosso 灰岩中的瘤和瘤状层面。因此，许靖华同意 Jenkyns 以及 Müller 和 Fabicius 的结论，即由于海底胶结作用形成了瘤，瘤长大和合并形成了硬基底。他承认溶解作用在瘤状灰岩形成中可能起一定的作用，但正如 Schlager 指出的，在 ammonitico rosso 灰岩中菊石化石几乎都是内模，这种化石形成方式正是在海底下几米深处成岩溶解作用的标志，而还没找到海底溶解作用造成瘤生长的确切证据。至于为什么呈红色的问题，他认为由于底流是刚从表层下降的水团，因此它含有足够的氧以使在沉积作用进行缓慢的地方的铁矿物发生氧化所致。

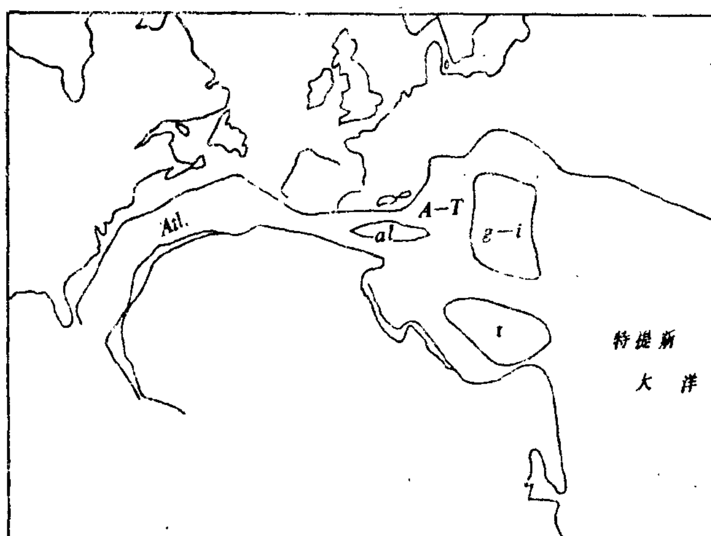


图8—3　中侏罗世阿尔卑斯特提斯的古地理

（根据许靖华，1976），

其中t 为土尔其，g－i 为希腊一意大利，al 为Alburan 等推测的微大陆，Atl 为当时的大西洋，A－T 为当时的阿尔卑斯特提斯海。

此外，古海底洋流强度的变化在沉积剖面上也有明显的反映。如前所述（第二、三章），深海钻探已在深海底沉积层中发现不同地质时期的地层缺失，经查明与底流的加强或改变途径有关。其实这类由底流侵蚀造成的地层缺失，同样也见于陆地上的海相地层剖面中。例如在意大利北部维拉达达

(Villa d'Adda) 的剖面中，上白垩统的红色灰岩与古新统的杂色浊积岩的界面上有明显的侵蚀不整合，按生物地层学研究这里的古新统最下部约有400万年时间的沉积缺失，反映当时这里特提斯海的底流增强。

这类远洋灰岩，主要为瘤状灰岩，并不限于阿尔卑斯山的中生界。根据 M.E.Tucker (1974) 的意见，它们应具有以下几个主要特征：(1)远洋动物群占优势；(2)早期石化的证据（包括硬基底，无压实作用等）；(3)局部的海底溶解作用；(4)广泛发育压溶面（缝合线等）；(5)和同时沉积的其他地层相比，其地层剖面有压缩的特性。这是因为远洋灰岩常具低的沉积速率所致。因此远洋沉积作用不一定非要有巨大的深度，像大洋中海底山岭上沉积的远洋软泥。有时水深不过200米。远洋碳酸盐岩中的化石成分也是随时代而显著不同的。泥盆纪时以软体动物和介形虫为主；侏罗纪的钙质远洋软泥中主要为颗石类；白垩纪以来浮游有孔虫就成为远洋碳酸盐岩中的一个重要组分了。

晚古生代的远洋碳酸盐岩广泛存在于西欧海西褶皱带中，如莱茵板岩山 (Rheinisches Schiefergebirge)、哈尔茨山、苏台德山、波希米亚地块、卡尼克阿尔卑斯山、博斯普鲁斯区、黑山、比利牛斯山、坎塔布连山以及北非和英国西南部。其中法国南部的黑山和奥地利的卡尼克阿尔卑斯山的远洋碳酸盐岩都已进行过研究。

M.E.Tucker (1974) 研究了黑山泥盆系远洋灰岩。这里的上泥盆统（包括下石炭统最下部地层）称大理岩 (Griotte)，它整合覆于含珊瑚，层孔虫和腕足类的吉维廷阶浅海灰岩之上。可划分为三组：真大理岩组(Vrai Griotte)，为红色泥质瘤状灰岩，常因风化而呈角砾状，一般厚10～15米，含菊石，时代属法门期；上大理岩组 (Supragriotte)，为灰色或浅黄色生物微晶灰岩，厚30～40米，时代为法门期到早石炭世最早期；下大理岩组 (Infragriotte)，为红色和灰色细粒灰岩和瘤状灰岩，厚20～40米，时代属法拉斯期。Tucker (1974) 将黑山的大理岩划分出六种岩相：(1)红色与灰色远洋灰岩：细粒灰岩，局部瘤状。含远洋化石群，大多为微体生物，包括薄壳瓣鳃类，介形虫，Styliolinide 与牙形刺，但局部含大量菊石，红色灰岩中含细粒分散的赤铁矿，灰色灰岩含黄铁矿。这种沉积岩相见于上大理岩组与下大理岩组中；(2)具有铁锰结壳的远洋灰岩，岩性同上，多为红色。但含铁锰瘤，在岩屑，化石碎屑和硬基底表面有铁锰结壳，灰岩且呈灰色、这种相也见于上大理岩组和下大理岩组中；(3)层内角砾岩，由远洋灰岩碎屑组成，几毫米到2米大小，基质为红色泥质，可能为海底滑坡沉积或断崖角砾。多见于法拉斯期的下大理岩组中；(4)红色瘤状灰岩，夹不规则的页岩薄层。化石同(1)和(2)相，但通常富含菊石，且成为瘤的核心。这个相见于黑山的大部分法门期（真大理岩组）沉积中；(5)页岩夹层，单层厚约5厘米到15厘米。与远洋灰岩成互层，但含化石比相邻的灰岩少；(6)燧石和硅质页岩，见于下大理岩组最下部，并夹于上大理岩组的下石炭统地层中。

在西德的莱茵板岩山和哈尔茨山，从下泥盆统直到石炭系下部都发育有远洋灰岩，其中上泥盆统发育最广，称头足类灰岩(Cephalopodenkalk). 并可划分出两种相：(1)隆起相 (Schwellen Facies)，为远洋灰岩，局部富含菊石，应为海底隆起上的沉积；(2)盆地相 (Becken Facies)，为粉砂质页岩，富含介形虫，沉积在邻近的盆地之中，隆起相的灰岩常为单调均一的灰色生物微晶灰岩。并有大量压溶面。层厚从几厘米到1米，层间为薄层页岩线所分开。也见红色头足类灰岩，它主要沉积在火山脊之上；由于水热作用赤铁矿富集而造成。包括了整个上泥盆统的头足类灰岩通常只厚20～30米，故其沉积速率每千年仅为几毫米。比较同时期形成的介形虫页岩（约300米厚），说明它具有压缩的特性。

大理岩及头足类灰岩通常极富化石，主要为远洋生物化石，除头足类外，多数为微体。菊石是完整的，且可以不同方向的产状产出；瓣鳃类主要为薄壳类型，含量丰富，且可形成壳灰岩。它们的壳大多无饰，双瓣分离。常见壳的直径小于2毫米，壳厚10微米。大的瓣鳃类壳直径可达20毫米，它们属于 *Buchiola* 与 Cardiola 属；小型腹足类其壳高小于2毫米；也见小型顶孔贝类腕足类。以上的软体动

物均为营游泳或游泳—浮游生活者。介形虫有光滑的和具纹饰的，大都属于 Entomozoacea. 与现代的主动浮游类型 Halocypriden 相当；Cricoconarids（主要为Styliolinids）为远洋灰岩的重要成分，通常形成纹层，有时则为组成灰岩的唯一成分；牙形刺在整个泥盆纪沉积物中均可见到。沙质有孔虫，*Tolypammina* 属，包覆着灰岩中的介壳，介形虫，岩屑和硬基底表面，并且和铁锰质瘤共生。也还见到与红藻交生形成瘤。其它的化石有苔藓虫群体的碎片，三叶虫（主要为盲目的 Phacopid 类），钙球（Calcisphere）和极少量的单体珊瑚 *Syringaxon* 类。孤立的海百合骨片散见于大理岩和头足类灰岩中。

根据上述化石资料以及沉积物中常见生物扰动痕迹，Tucker 认为泥盆系远洋灰岩不大可能沉积在碳酸盐补偿深度（CCD）之下，其深度可能在数十米至数百米之间。

K. Bandel 也研究了奥地利卡尼克阿尔卑斯山泥盆系至下石炭系底部的相当的地层。根据含再沉积层的多寡，他划分出两种类型：罕有再沉积层的远洋灰岩和常有再沉积层的远洋灰岩。前者包括五种岩相，即（1）含丰富直锥头足类的灰色灰岩相。其中含5～60％的生物碎屑，主要为介形虫、竹节石和放射虫；（2）红色瘤状灰岩，灰岩中含30％的生物碎屑，主要为竹节石，放射虫和介形虫。石灰岩的红色是由于少量赤铁矿的染色所致；（3）富含竹节石的灰色灰岩；（4）含磷质结核的石灰岩；（5）棱角石灰岩，其中主要的大化石为棱角石，含50％的生物碎屑，主要为放射虫。后者即为和石灰岩浊积岩共生的远洋灰岩，包括四种岩相：（1）具再沉积层的灰色竹节石灰岩；（2）石屑灰岩；（3）含多量放射虫的杂色灰岩；（4）棱角石灰岩。根据早期石化作用和溶解作用的证据，以及根据出现的特殊生物群和碳酸盐补偿深度，Bandel 认为这些远洋灰岩的沉积深度为200至4000米；而再沉积的碳酸盐浊积岩则来自附近的浅水碳酸盐台地的浊流。

类似的实例还可以举出很多，但问题在于如何掌握远洋灰岩及其沉积古深度的标准。根据目前的研究来看，主要有以下数项：特征的生物化石群；沉积构造，如生物扰动痕迹，浊流沉积构造等；溶解作用和早期石化作用等等。

荷兰学者 W.Schlager（1974）研究了特提斯海古海底的头足类灰岩中的菊石溶解程度以及海水对菊石的霰石壳的选择性溶解作用。从而按溶解作用由弱到强的顺序，分出了四个不同溶解程度的层次：

（1）菊石的层室壳体未经溶解就埋葬入泥质沉积物中，然后变为方解石。

（2）菊石的层室壳体在沉积物表面附近，受到选择性溶解。其未变形的内模为胶结物、砂至粉砂大小的再沉积晶粒碎屑或底质所充填。

（3）菊石的层室壳体大部分在埋入沉积物之前已经溶去，只有少量的到以后才溶去，形成"石核"（Steinkern）。但方解石质的口盖、喙部未受溶解作用影响，故异常地富集在沉积物中，成为所谓的"菊石口盖层"。

（4）在埋葬前全部霰石都已溶去，方解石则部分地受到溶蚀。

这四个溶解作用依次增强的层次其分布大致符合沉积深度加深的次序。也就是说，头足类壳体的保存程度主要反映了海水中碳酸盐的不饱和程度的增长。过去有人想把菊石口盖层中无菊石层室壳体而只有口盖解释为搬运分离的结果，如同腹足类的壳体与口盖的分离那样。Schlager 同意 Garrison 和 Fischer（1969）的看法，认为这主要是由于霰石溶解作用所造成。并指出阿尔卑斯山区的菊石口盖层在阿尔卑斯中生界中分布最广。其范围达数百千米，甚至上千千米。这样的广泛分布不可能由搬运分离造成，而人们经常提到的腹足类壳体和口盖的搬运分离，其范围则仅在数十千米以内。

对于这种选择性溶解作用的深度，虽然可以说应在霰石溶跃面之下，方解石溶跃面之上。但由于有愈来愈多的证据说明地史上碳酸盐补偿深度是有大的变动的。其次，由于头足类和用作对比依据的现代浮游生物大小相差达几个数量级，因此 Schlager 认为要对古代水深的绝对值作出估计是困

难的。

我国浙西中、上奥陶统的地层和阿尔卑斯山的远洋沉积瘤状灰岩很类似。中奥陶统的砚瓦山组主要为砖灰色局部紫红色瘤状灰岩，夹少量薄层泥灰岩或页岩，岩性岩相都相当稳定，厚度5～104米，产三叶虫和头足类化石，上奥陶统下段黄泥岗组为青灰色，黄绿色，局部紫红色的含钙质结核(瘤)的泥岩，有时集中成为结核层，厚15～214米，产三叶虫、腹足类、苔藓虫及介形虫等化石。上覆的上奥陶统中段则为长坞组，是一套碎屑岩复理石建造，说明代表深水—半深水沉积。因此砚瓦山组和黄泥岗组有可能代表远洋沉积。当然要确定其沉积水深，还必须对其中所含的化石进行深入研究，同时要注意是否存在选择性溶解，硬基底等特殊标志。

第三节　放射虫岩沉积的深度

阿尔卑斯山的晚侏罗世沉积是硅质岩。它显然与现代大洋放射虫软泥相当。然而它倒底是多大深度下的沉积物，也就是说晚侏罗世时特提斯海倒底有多深，这是一个争论了近百年的问题。许靖华认为解决这个问题可从解决为什么阿尔卑斯山的远洋沉积物会具有明显的反层序这个问题来入手。

随着板块地层学的发展，1973年 Heezan 等人对扩张洋脊两侧大洋中的远洋沉积物的层序提出了一个理想的模式(图8—4)。随着洋脊向两侧扩张，洋底地壳发生下沉并依次通过方解石补偿深度和红粘土与硅质软泥界面。同时远洋沉积物就发生相变，形成在洋底(玄武岩)上为碳酸盐软泥—硅质软泥—红粘土这样的代表沉积深度逐渐加深的正常层序。这个理想模式已为 Glomar Challenger 号在太平洋的多次钻探所证实。然而在阿尔卑斯山区中生代远洋沉积的层序却都和上述理想层序相反。只要见得到接触关系的地方，在绿岩之上的第一层沉积物几乎无例外地总是晚侏罗世的放射虫岩，接着上覆早白垩世的远洋灰岩。这种情况究竟意味着什么呢？

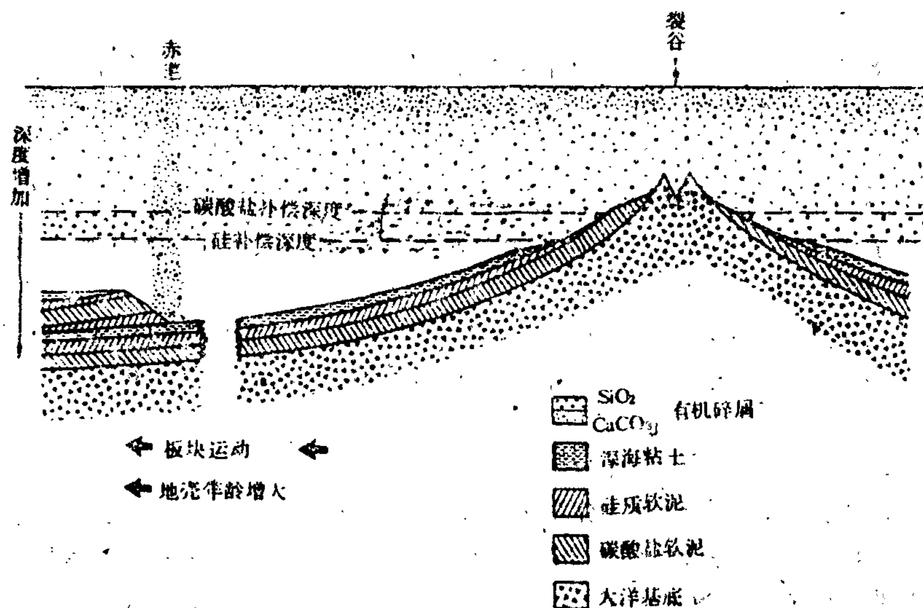


图8—4　大洋深海沉积作用的理想模式

(根据 Heezan 等，1973，转引自许靖华，1976)。
1.SiO_2和$CaCO_3$有机碎屑，2.深海粘土，3.硅质软泥，4.碳酸盐软泥，5.大洋基底

Fuchs, Steinmann, Fischer 和 Garrison 以及其它一些地质学家都认为放射虫岩是沉积在方解石补偿深度之下的，由于这个深度在现代为4500米至5000米，故侏罗纪特提斯海的深度推断为4000米。Fischer 和 Garrison 还推测晚侏罗世时比早白垩世时方解石补偿深度要浅些，因此形

成了放射虫岩—灰岩的层序。但是，在阿尔卑斯山存在有两种放射虫岩。一种是不含 $CaCO_3$的，这种放射虫岩 Steinmann 认为应沉积在方解石补偿深度之下。另一种含方解石质的菊石口盖，往往还和双瓣腮灰岩共生。Schlager (1974) 在研究溶解作用时，得出结论，认为这两种放射虫岩虽然代表着不同的岩相，但在头足类的保存方面却并无不同。如前所述，他因此认为含菊石口盖的是沉积在方解石补偿深度之上，霰石溶跃面之下，而不含方解石的则沉积在异常高的方解石补偿深度之下。这样，事实上就假定在海底深度没有突变的情况下，方解石的补偿深度是可以迅速浮动的。

1975年 Bosellini 和 Waterer 根据在任一区域中霰石溶跃面 (ALy)，霰石补偿深度 (ACD)，方解石溶跃面 (CLy) 和方解石补偿深度 (CCD) 是依次加深的，因此在下沉的海底上应该发育一套反映溶解速率增大的地层层序。他们还根据远洋碳酸盐补给速率和方解石壳和霰石壳比率的不同，提出了两个理想的远洋沉积地层柱(图8—5)。

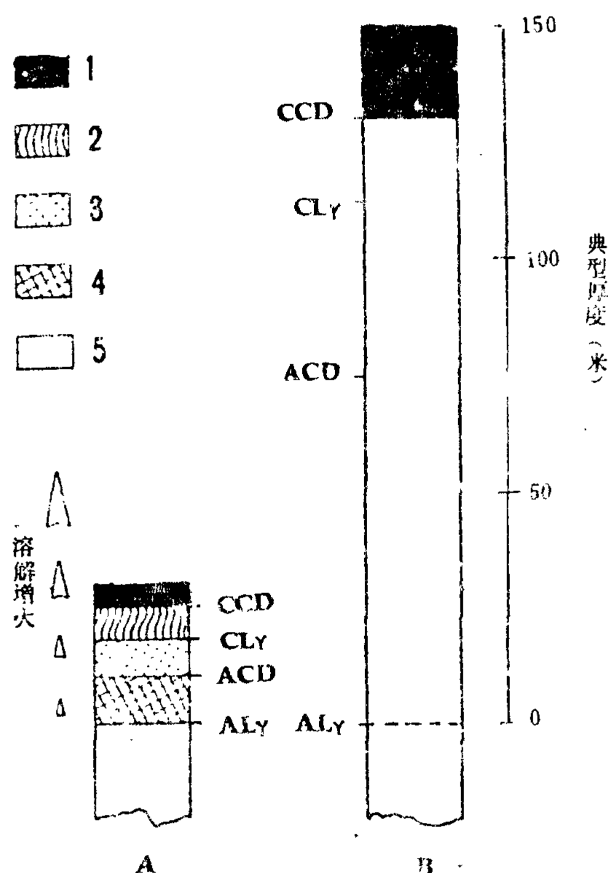


图8-5 2500万年内堆积的远洋沉积物发育成的理想地层柱

（根据 Bosellini和 Winterer,1975）

A.低的沉积物补给速率，B.高的沉积物补给速率 ALY:霰石溶跃面，ACD:霰石补偿深度，CLy:方解石溶跃面，CCD:方解石补偿深度。

1.平整的层状放射虫硅质岩(条纹状放射虫硅质岩)。
2.瘤状，波状层理的放射虫硅质岩(瘤状放射虫硅质岩)。
3.硅质薄层，纹层状灰岩(双瓣腮层)。
4.瘤状灰岩(红色菊石灰岩)。
5.微晶燧石灰岩(深海灰岩等)。

(1)低补给速率地层柱(图8—5A)：这类柱见于具低的带壳生物生产率的地区或时期，或者位于特殊的地形位置上(如陡坡，海底山)，那里沉积物易于被冲刷掉。由于沉积速率缓慢，故地层柱中有许多侵蚀间断。当较浅的海底下沉通过 ALy 时，如前所述，大部分霰石壳都被溶去。形成瘤状灰石。

当海底下沉到接近 ACD 时，溶解作用加速，沉积物瘤状构造更为突出。除大而厚的菊石壳外，其它霰石壳全部被溶去。只要海底一越过 ACD，所有的菊石层室壳体都溶掉了，只剩下方解石的口盖(形成口盖层)。在高于CLy，低于 ACD 的深度带中，在海底和在埋葬得很浅的情况下，方解石颗粒溶解很慢，而这里又没有霰石，故不发生早期成岩作用。这样松软的沉积如处在合适的地形位置上就很可能被海流冲刷走，留下较老的半固结的瘤状灰岩，从而形成了硬基底。当海底沉降到 CLy 以下时，差异溶解作用又成为主导因素。由于先前形成的钙质核心和不溶的硅质沉积物发生差异性压实，形成了波状层理或瘤状的钙质放射虫岩(瘤状钙质放射虫岩)。最后，当海底下沉到 CCD 之下，所有的碳酸盐全被溶去，形成纯的、平整层状的放射虫岩(条纹状放射虫岩)，根据阿尔卑斯山的 Ammonitico rosso，口盖层和放射虫岩的估计，在高地上和盆地中堆积速率分别为1和5米/百万年。

(2)高补给速率地层柱(图8—5B)：这类柱见于高营养度的地区或时期，或者在像远洋扇这类高堆积速率的地方。这类柱子的典型岩性为纯的远洋碳酸盐岩，如深海灰岩 (Maiolica)，它逐渐过渡为条纹状放射虫岩而无沉积间断。根据深海灰岩的年龄范围和厚度，估计其堆积速率为10米/百万年。

建立上述理想地层柱时，假定对一给定地区而言，ALy 、ACD、CLy、CCD 的深度是稳定不变的，但地区与地区间、每个地区在不同的时间里却是可变的。那末，这些溶解作用面随时间又是如何变动的呢？侏罗纪末钙质浮游生物丰度的突然增大这一地球生命史上的重大事件可能影响到这些溶解作用面。在白垩纪以前，远洋生物的壳主要以霰石质的菊石为代表，从中侏罗世开始，以方解石质的颗石类，有孔虫和瓣鳃类为代表；到白垩纪以后，大洋区的钙质沉积几乎全为方解石质的颗石类和有孔虫所占有，仅有1%的霰石质的翼足类。因此，Garrison 和 Fischer (1969) 认为浮游有孔虫和颗石类的迅速增加将使晚侏罗世的 CCD 下降。因此，Bosellini 和 Winterer 推论说，白垩纪以前这四个溶解作用面 (ALy，ACD，CLy，CCD) 可能都较浅，并且互相靠得很近；而侏罗纪后，它们就分开了。且 CLy 和 CCD 可能下降到接近今日大洋中的深度。相应地，白垩纪前远洋沉积地层应类似于低补给速率的理想层序；而侏罗纪以后则应类似高补给速率的理想层序。

根据上述，Bosellini和Winterer作了一张深度—时间图解(图8—6)。图中画上了奥地利、瑞士等五个典型的中生代远洋沉积剖面的曲线，每条曲线代表海底深度对时间的关系。画在图上的岩相主要取决于深度，营养度和浮游生物的进化趋势，而深度线的轨迹则主要取决于构造沉降和沉积物堆积的速率。同时，对照现代扩张洋脊的情况，假设火山作用终止处的水深为2700米，在作了沉积物厚度和放射虫岩开始堆积年龄的修正后，将 Sclater 等(1971) 的大洋深度—年代曲线(曲线 A和B)画在图上，图上其它的曲线都是联结各剖面上地层柱中两种连续岩相的接触界线处地层年代所代表的点而成，所以这些曲线基本上可认为就是各剖面的基底沉降曲线。从图解上可以很容易地看出，特提斯的侏罗纪年龄—深度曲线(曲线 A) 从2700米深开始，首先在枕状熔岩上将是放射虫岩，接着才是远洋灰岩。这样，就非常简单地解释了阿尔卑斯山区中生代远洋沉积的反层序问题。

这样的解释虽然简单明了，但在建立作为依据的模式、图解时，对阿尔卑斯特提斯海在中生代时期的具体古地理特征未作充分考虑。因而未能完全解决问题。

许靖华(1976)考虑到中侏罗世时的特提斯海和现今的东地中海十分类似。而在象东地中海这样的内海中，霰石的溶解作用似乎和深度无关。红色菊石灰岩很可能遭受过广泛的霰石的成岩溶解作用，因此确定红色菊石灰岩海的深度数值将是无意义的。

菊石层室壳体全被溶去，有力地说明当时海底深度应位于或低于霰石快速溶解带的深度，而菊石口盖被保存说明深度高于方解石溶跃面的深度。现代此深度为2600～3300米，已知比之第三纪和白垩纪，方解石补偿深度和溶跃面都要深几百米。这样，如果我们对晚侏罗世的溶跃面取500米作为校

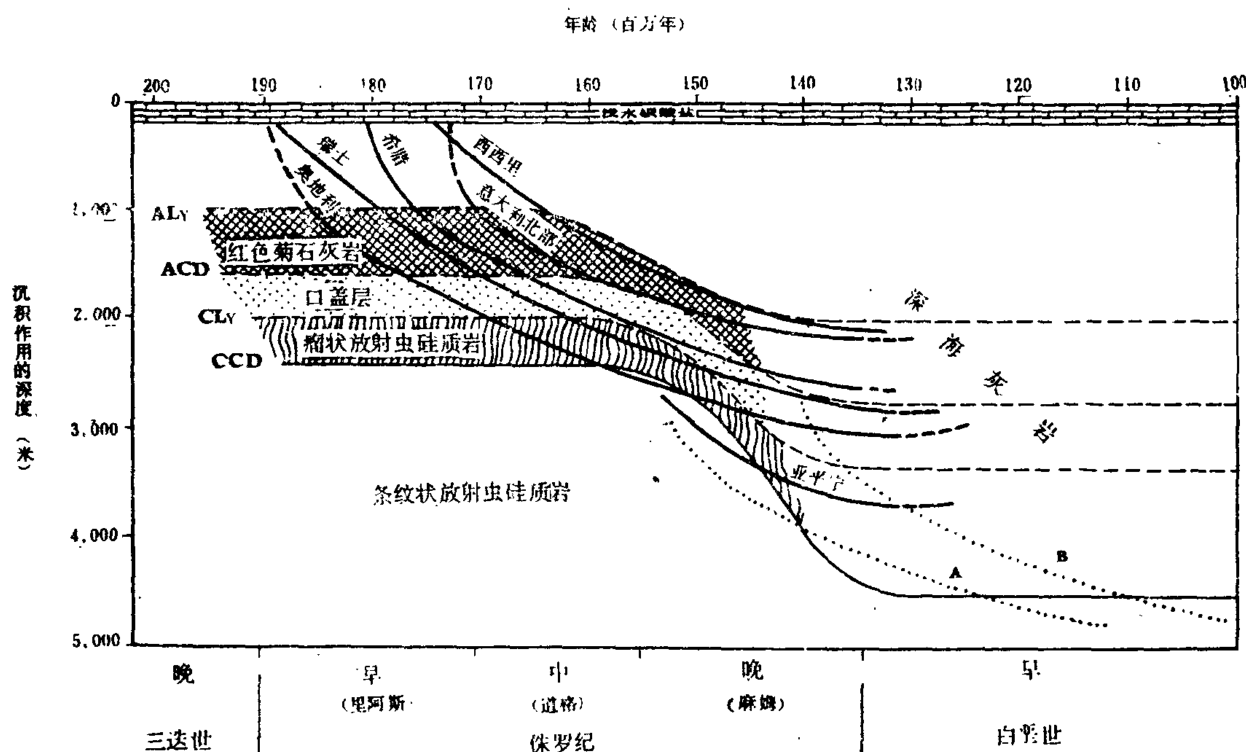


图8—6地中海区中生代远洋地层的岩相图解

（根据 Bosellini 和 Winterer, 1975)。

ALy, ACD, CLy, CCD 同上图。

A.侏罗纪时的Sclater 曲线，B.白垩纪时的Sclater 曲线

正值，那末就可推测在含菊石口盖的放射虫岩沉积时，特提斯海的深度大约在2100～2800米之间，平均为2500米。但是有些和含口盖层密切共生的放射虫岩是不含碳酸钙的；许靖华认为这不是由海底深度的快速变化，而是方解石补偿深度的时空变化所造成的。

许靖华还从另一个全新的方向，即从地幔密度和均衡平衡等地球物理角度来探讨古深度问题。实践表明所有扩张着的洋脊，其脊顶都有类似的深度，同时大洋地壳的深度与年龄间存在一种确定的关系，Sclater 和 Francheteau (1970)利用地热流数据，对此提出了一个关于洋底沉降的理论模式。稍后，Sclater 和 Detrick (1973) 分析了 JOIDES 的钻探数据，肯定了这个理论模式的有效性，无可怀疑地证明了新生洋底的深度具有一个确定的范围，至少从白垩纪至今，洋脊顶的深度始终在2400～2800米之间。因此许靖华估计新形成的特提斯海海底深度应在2500±200米的范围内。但是，在阿尔卑斯山双瓣腮灰岩和钙质放射虫岩是跟不含碳酸盐的放射虫岩共生的，而后者应为方解石补偿深度下的沉积物。故在晚侏罗世时，这个深度可能有过很大的变化，即从现今大洋中的深度变为不到2500米的深度。

如果接受地球物理的结论，那就意味着承认晚侏罗世时的阿尔卑斯特提斯海并不是最深的；其大部分在开始扩张和蛇绿岩侵位后的几个百万年内是不断加深的。到早白垩世纽克姆期时，亦即距蛇绿岩侵位后2000或3000万年才达到它的最大深度。估计当时阿尔卑斯特提斯海深度为4000米。这样，阿尔卑斯山放射虫岩一石灰岩地层层序就代表沉积水深加深而不是变浅的序列。这就解释了阿尔卑斯山中生界的反层序。但是，仅仅有这些依据还是不充分的，我们必须进一步作出更有力的论证。

如前所述，在阿尔卑斯山放射虫燧石--双瓣腮灰岩的水平分布南北至少为250千米，东西则达1200千米，这意味着在晚侏罗世时存在一类似大洋的的水体。根据板块构造复原图，当时的特提斯海在欧洲和非洲之间占有纬度达10度(1000千米)之多，虽然其间散布有一些微型陆块，但它与开阔

大洋间的通道是畅通的 (Francheteau, 1970; 图8—7)，甚至已经成为大洋的一部分，根据古地磁数据绘出的古纬度表明晚侏罗世特提斯海的东门几乎正位于赤道上，因此来自太平洋的赤道海流就沿着特提斯海的南缘以西微偏北的方向流入其中。现代海洋学已确定，赤道区，近北极区，近南极区以及沿岸上升流区都是高生产率区，同时还是硅质软泥的主要分布区。据此，许靖华推断晚侏罗世的放射虫岩就是代表赤道洋流中形成的生物沉积。Bernoulli (1972)注意到在希腊西部，亚平宁山脉中部和南阿尔卑斯山，放射虫岩的第一次出现都在中侏罗世的卡洛夫期，这显然和除去阻挡使赤道洋流流入的一次构造事件是同时的。也正因为中侏罗世存在这些阻挡，造成特提斯海的部分封闭，高生产率的赤道流不能进入，遂发生瘤状灰岩的沉积。因此从红色菊石灰岩到放射虫岩这样的相变并不意味着一次突然的、同时的下沉，造成特提斯海海底深于方解石补偿深度。相反这可能表明：由于古地理发生显著的变化，引起全球大洋环流格局的改变所致。这与放射虫沉积仅限于开阔大洋环境的中特提斯带，而赤道洋流系不经过的海盆周围地区，则形成瘤状碳酸盐岩的现象是可以相互印证的。

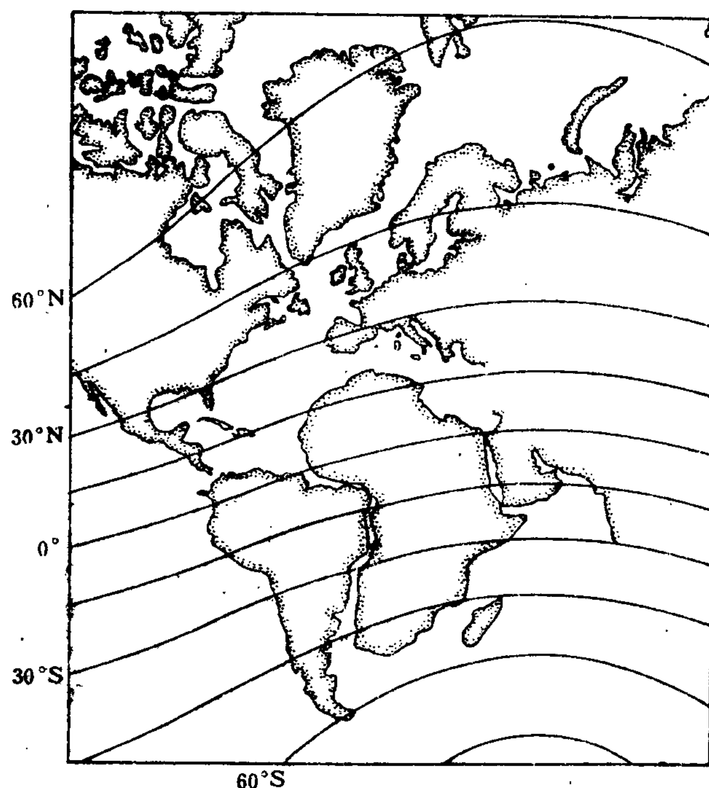


图8—7　晚侏罗世，13000万年前，特提斯的古地理

(根据 Francheteau, 1970, 转引自许靖华, 1976)。

第四节　含燧石结核的远洋灰岩

在阿尔卑斯山区上述放射虫岩之上，就是下白垩统的远洋灰岩 (Maiolica 灰岩)。这种灰岩呈灰白色。含超微化石很多，并常含燧石结核或透镜体。关于这种灰岩的成因，是一个更为难解的问题。

Bosellini 和 Winterer (1975)简单地认为在高补给速率的情况下，由于快速的堆积速率和含霰石很少，所以在埋葬前，或紧接埋葬后，没有足够的时间进行方解石的溶解和早期胶结；在早期埋葬阶段，也没有足够量的霰石供溶解和再沉积，以产生瘤状构造。因此，不发育瘤状钙质放射虫岩，直接从晶屑远洋灰岩(即 Maiolica)过渡到纹层状放射虫岩而不存在间断(图8—5B)，但这个解释事实上并没有回答阿尔卑斯山早白垩世远洋灰岩的成因问题。

许靖华(1976)根据晚侏罗世沉积放射虫岩造成硅的大量消耗结果导致侏罗纪末—白垩纪初大洋中硅的严重亏损，即硅的危机的假设，推断在这样的特殊条件下，给新的浮游生物门类——钙质超微化石利用大洋中丰富的养分提供了机会，从而使它们突然繁荣，造成了远洋灰岩的广泛分布。

然而这个假设是否能够成立呢？根据 Trümpy 的估算，特提斯海在晚侏罗世沉积放射虫岩时，硅的消耗量为3×10^{12}克/年，如果当时从开阔大洋中硅的补给量和现今相同，即为4.3×10^{14}克/年。那末，消耗量仅为补给量的百分之一。因此不可能设想象特提斯海这样一个局部的海盆中硅的沉积会造成大洋中硅含量的亏损。但从另一方面考虑，晚侏罗世的放射虫燧石在其他许多山脉中也都存在。更为重要的是，深海钻探证实在晚侏罗世和更早的时候太平洋赤道带是一条高硅生产力带，也是大洋中一条硅的主要消耗带。如果我们假定大洋沉积了它所接受的那样多的硅，并且这种状况能长期保持不变的话，那末一旦出现象晚侏罗世时特提斯海那样突然增加对硅的需求时，大洋中硅的脆弱平衡就会被破坏，从而引起硅的危机。Berger (1970) 和 Calvert (1974)根据对现今大洋中硅的出入量的估算，得出结论说：(1)进入大洋的硅仅能补充生物生产力所需硅量的百分之一；(2)通过沉积物—水界面从底质中回到大洋中的硅和从陆地上因风化而进入大洋的硅同等重要；(3)如果存在长期不变的状况，则来自大洋的生物成因硅的百分之一、二能到达海底，并保存下来。许靖华(1976)同时还指出，如果硅的沉积速率比风化补充速率大百分之一，则将使硅在大洋水中持续亏损300万年。而亏损意味着生物生产力必然减小，溶解作用加强而沉积作用减弱。这种情况如果发展到极点，硅的沉积作用就要停止，放射虫岩就要被别的远洋沉积岩如远洋灰岩所替代了。

现在再看放射虫岩—远洋灰岩这个层序。可以认为中侏罗世硅的出入量是处在长期不变的状况下，而进入大洋的硅都将作为大洋沉积物沉积下来，主要沉积在赤道带。在卡洛夫期初，营养丰富的赤道洋流第一次流入阿尔卑斯特提斯海，导致了广泛的硅质沉积。如前所述，如果特提斯海的沉积作用代表了大洋中硅的纯耗失的话，则大洋中硅的贮存量将亏损400万年，结果放射虫的繁荣将逐渐停止，但其它养分依旧存在。这样新的一类植物—钙质超微浮游生物就替代放射虫而繁荣起来了。许靖华就这样把放射虫岩和远洋灰岩的接触解释为大洋中一次硅危机的记录，并认为正是由于放射虫岩的减少才导致侏罗纪末到白垩纪初时期颗石类的爆发性演化。钙质超微化石增多结果使方解石补偿深度降低。阿尔卑斯特提斯海的方解石补偿深度从晚侏罗世不到2500米加深到早白垩世已经超过了4000米。就在这样不断下沉的海底上，钙质沉积物和放射虫碎屑一起保存下来成为远洋硅质灰岩(Maiolica)。当然上述阿尔卑斯特提斯海的情况是一种局部现象。我们不能推论说所有地槽地层序列都和扩张洋脊的序列是相反的。

阿尔卑斯山远洋灰岩中常含燧石结核或透镜体。在 DSDP 100号孔中，也发现在远洋灰岩相的未固结超微浮游生物软泥中存在有燧石结核。这证明硅化作用就是早期成岩作用，它发生在围岩石化以前。同时，通过远样钻探的发现，现在对燧石的成因也有了更多的了解。

燧石是人类最早发现和利用的一种沉积岩，在石器时代人类就利用它来取火或制作工具。但是，关于它的成因及有关问题，却一直存在分歧认识，未得满意的解决。例如：关于形成方式问题。Tarr (1917) 主张直接沉淀说，他认为硅是从海水中以凝胶小球的方式直接沉淀下来，形成燧石结核、虽然经过三十多年来的大洋调查，尚未发现在海底或底质中存在有这种硅质凝胶，但至今还有人坚持此说（例如 Kneller 等，1968；Berger 和 von Rad, 1972)。与之对立的主张是 Barton (1918) 和 von Tugl (1918) 提出的后期成岩交代说，他们主张硅在后期成岩作用阶段交代碳酸盐围岩而形成燧石结核。Newell 等(1953)还补充认为这种硅是生物成因的，它来自分散在围岩中的硅质微体化石。另一种形成燧石的理论即 Wise 和 Weaver (1973,1974)的“成熟”理论。他们认为燧石可通过下述反应过程生成，即：生物成因的硅(蛋白石硅)→无序的方英石→真正的石英质燧石。根据 Heath 和 Moberly (1971)的意见，使这个反应能够进行取决于热的导入或足够长的反应时间。Wise和

Weaver 还强调大多数的燧石中均有硅质骨骼痕迹，因而是生物成因的，但是，Lancelot (1973) 却提出存在明显的围岩控制现象。他研究了太平洋中部的样品后，得出结论认为在富粘土的沉积物中燧石为方英石，而在碳酸盐沉积物中（如钙质软泥，白垩和石灰岩）则为石英。总之，不同的研究者根据自己所占有的材料和所强调的方面，提出了各种不同的解释。而造成这种情况的主要原因是因为在全新世海洋环境中迄今未曾找到过燧石，而最年轻的燧石是发现在晚中新世的海洋沉积物中，且位于高地温梯度区。因此对燧石的形成条件无法进行比较研究。

为何全新统海洋沉积物中没有燧石？对这个问题 Lancelot (1973) 提出两点解释：(1)因为第三纪早期的环境与全新世不同；(2)因为燧石的形成是一个很缓慢的过程，到目前的时间还不够长。虽然他倾向于第一种解释，但他并没有具体指出不同在哪里。许靖华(1976)提出了第三点解释，即燧石形成要求有某种通过沉积物硅的有效转移机制。而在静水深海环境下，就是孔洞水的扩散机制。而且通过对全新世沉积物中孔洞水的研究，确认在沉积物—水界面附近存在硅的浓度梯度。而这种浓度梯度可能是由于非晶质硅和石英之间溶解度的不同所致。然而又怎样来解释深海中找不到全新统的燧石呢？许靖华认为可以通过研究古老岩石中所含的燧石的产状来找到某种答案。如果说燧石形成与硅的转移有关，那末通过计算表明燧石应该产在沉积作用进行得非常缓慢的地区。但事实上燧石常发现于硅质软泥序列的钙质浊积岩中，而后者则为非常高的沉积速率下的产物。这些燧石块的形状也给了我们新的启示，它们通常呈结核状或透镜状，并不呈代表缓慢的化学沉淀形成的层壳状。结核常呈椭球状，其最外表面硅的浓度是相同的，等于燧石的溶解度（石英或方英石）。换句话说，硅浓度势 (potential) 的等值面不是水平的而是椭球状的，这说明浓度不仅在深度方向上，而且在水平方向上都是变化的。因为现代海底下硅扩散活动带的等势面 (equipotential surface) 是水平的，故不能形成结核。只有推测燧石形成在埋葬后的生物成因沉积物之中，这样就可以设想硅通过垂直于椭球体表面的各个方向，从周围的介质中转移出来，以石英或方英石的形式沉积到先已存在的作为核心的碎屑表面上，形成结核，而结核长大、合并就可形成透镜体。这样的燧石结核的形成要求存在长期稳定不变的浓度梯度，而非晶质硅与石英间溶解度的不同可能造成了这种梯度。因此钙质浊积岩中经常产出燧石结核就可能和这些沉积物中非晶质的生物成因硅和陆源石英碎屑混合存在有关。

按上述许靖华提出的成岩作用时燧石形成的模式，不言而喻。燧石是在埋葬后形成的，埋葬使环境温度升高，有利扩散并加速生长。所以最年轻的燧石（晚中新世）发现在高热流和高地温梯度的地区就不足为奇了，但是，即使在这样的有利环境中，要形成一个相当大小的燧石结核显然也需经过上百万年才行。

应用这个模式也可以解释远洋灰岩中的燧石结核的成因。因为在远洋灰岩相沉积中，浊积岩和水下滑动层是常见的。这样燧石就可以以这些碎屑石英为核心而生长。事实上也找到了以硅质灰岩、放射虫壳和先已存在的燧石碎屑为核心的燧石结核。

另一个争论的问题就是第五章中曾提到过的层状燧石的硅的来源问题。最早 Davis(1918) 在研究加利福尼亚州弗朗西斯克混杂岩中的放射虫层状燧石时，认为形成燧石的海水中的硅直接来自海底熔岩流。它形成硅质凝胶层，并将海底的有孔虫壳裹入，然后石化为燧石。他还将此理论用于解释加州中新世 Monlerey燧石。但对此燧石Bramlette(1945) 提供了令人信服的证据，证明这里的石英质燧石正是组成该地层的硅藻土经过一系列成岩变化的最终产物。即使如此，以后的一些矿物学家还不愿放弃火山来源直接沉淀形成燧石的理论。类似实例有不少，而且往往这些持火山来源说的地质学家无视在他们研究的燧石中确实存在的生物遗骸，和并不存在的火山灰的事实而坚持这种看法。其原因主要是他们发现在含燧石的沉积物中常常都含有象蒙脱石一类矿物，而这类矿物被认为是火山蚀变的产物。然而根据最近对弗朗西斯克组的层状燧石所做的古地理学和电子显微镜研究，Wise 和 Weaver 认为已经可无疑地确认这燧石层的硅是生物来源的(Passagno, 1973)。再根

据深海钻探发现的在燧石中有硅质微古生物的遗迹或印模，也说明了硅的生物来源。因此他们得出了远洋沉积物中的燧石其硅来源于生物的结论。而这也是目前多数地质工作者所支持的结论。

联系到硅的来源问题，这里还要简单地介绍一下有关放射虫燧石与火成岩的关系问题。Steinmann (1905, 1927) 早已指出了放射虫燧石和铁镁质或超铁镁质岩浆岩之间经常存在空间上的联系。但是关于这种地层上的共生组合的意义却是一个反复争论的问题，并存在有不同的观点，例如：

(1)深度说(bathymetric hypothesis):认为燧石就是深海放射虫软泥，它与岩浆活动无关，沉积形成在方解石补偿深度 (CCD)以下 (Aubouin, 1965).

(2)火山一沉积说 (Volcanic-Sedimentary hypothesis):认为燧石直接或间接地是海底火山作用的产物。这种观点还包括几种不同的认识。认为硅是直接来自于水下岩浆或从凝结在海底的熔岩中淋滤出来，按无机方式沉淀而成；由水下火山活动或火山灰的海底风化释出的硅增进了硅质微体浮游生物的生产率和保存性；在强烈的火山活动时期。CCD 上升到较浅的深度。

(3)一种更新的观点 (Calvert, 1966; Ramsay, 1973) 把硅质生物软泥的沉积作用和有上升流以及高浮游生物生产率的区域联系起来，进行考虑，而未涉及岩浆活动。

R.E. Garrison (1974) 在综合研究了各地的放射虫燧石层后，强调指出覆盖或夹在岩浆岩中的这些放射虫燧石还是生物成因的。他根据阿尔卑斯山，地中海区和环太平洋区的大洋岩浆岩与放射虫燧石等远洋沉积物之间的关系，提出了一个沉积一构造模式，这个模式反映出岩浆活动与沉积作用都是与板块构造的一定位置相对应的。

另外在塞浦路斯，白垩一第三系的远洋沉积剖面由下而上为：大洋枕状熔岩一赭土一放射虫燧石一白垩。赭土 (umbers) 呈褐至黑色，多孔而疏松，非晶质。其化学成分主要为铁和锰的氧化物。A.H.F.Robertson 和 J.D.Hudson (1974) 认为这种赭土形成于火山作用最后阶段，为海底热泉活动的产物，代表活动洋脊上的沉积物，也是一种独特的大洋铁锰沉积物，其后，火山活动停止，就接着沉积深海放射虫燧石。类似的赭土还见于印尼 Banu Wuhu 海底火山之上和地中海的 Stromboli 火山周围。

最后，简单介绍有关硅质浊积岩的问题。在希腊中东部的 Othris 山区，中生界 Agrilia 组的 Neraida 燧石段就是一个实例。E.G.Nisbet 和 I.Price (1974) 研究了该段地层，发现它是由许多厚度≤5厘米的单层所组成。每个单层都是由硅一粉砂岩向上递变为红色粘土。顶、底面清晰，可能代表微弱的侵蚀冲刷面。根据这些特征，他们认为这是一种浊流沉积，即硅质浊积岩。Nisbet 和 Price 还对这种硅质浊积岩的形成过程提出了一个沉积模式(图8—8)，根据这个模式，Neraida 燧石是沉积在一个刚开始扩张的小型洋盆中的。当时一侧大陆边缘火山活动刚刚停止，发育碳酸盐岩沉积；而另一侧则为扩张中的活动洋脊。在这个洋脊的斜坡上，崎岖的地形提供了许多堆积硅质沉积物的场所。由于火山活动或地震的触发，使沉积在洋脊斜坡上的硅质沉积物形成一种低密度的、细粒物质组成的浊流，以低速度流入洋盆，堆积在稍受过侵蚀冲刷的洋底面上，从而形成了 Neraida 硅质浊积岩。

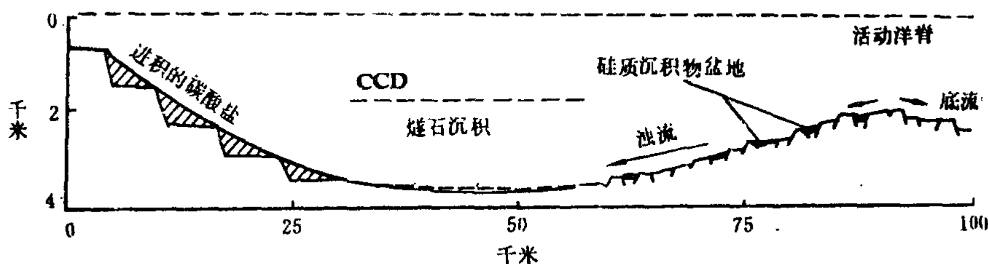


图8—8 Neraida 燧石的推断的沉积模式 (根据 Nisbet 和 Price, 1973).

硅质浊积岩的另一个实例见于意大利亚平宁山脉北段的利古里亚推覆体中。侏罗系"条纹"放射虫岩由层理平整的薄层燧石和红色页岩的韵律层所组成，覆盖在蛇纹岩（顶部常为蛇纹大理岩）、枕状玄武岩、块状玄武岩和辉长岩之上，后者代表了大洋地壳岩类。这套硅质浊积岩之上均为远洋灰岩。R.L.Folk 和 E.F.McBride (1978) 也进行了研究，但最后对其形成环境，特别是沉积形成的深度却得出了截然不同的结论。

McBride 根据硅质浊积岩中仅存在远洋动物群（放射虫）化石，未发现明确的浅水沉积构造，故认为此硅质浊积岩沉积在深度大于500米的海盆之中，他完全同意 Bosellini 和 Winterer (1975) 以及许靖华（1976）对阿尔卑斯侏罗系放射虫硅质岩成因的解释，即当时特提斯海的 CCD 深度相当于现代扩张洋脊的平均深度，即2500米。故硅质岩的沉积深度应在 CCD 深度之下，推断为2500—4000米。

但是 Folk 却提出了完全相反的解释，他根据硅质浊积岩下伏的某些蛇纹大理岩和碧玉结核跟古土壤相类似，蛇纹大理岩中缺乏化石，他认为在燧石层中存在一些浅水沉积，甚至还有暴露地表的沉积构造，如席状裂纹，由蒸发盐晶体生长和结晶作用造成的半球形鼓包和同沉积角砾岩等。故这些放射虫硅质岩是在蛇绿岩洋脊顶上堆积的放射虫软泥，并且当时曾露出水面，发生过成土作用，其沉积深度仅为数米。

虽然他们两人对同一套岩层的成因提出了如此不同的解释。其分歧主要在于对地史上的 CCD 深度是否有效具有不同的看法。Folk 就明确地提出侏罗纪的特提斯海不能和今日的开阔大洋相类比，因此 CCD 的概念对它是无效的；当时的放射虫软泥也和现代不同，可以形成在任何的水深度中。这个结论的重要性看来不在于解决利古里亚硅质浊积岩的形成深度的具体问题，而在于它提出了 CCD 的概念在地史上的有效性问题，因而也对古海洋学的研究提出了一个需要解决的重大问题。

除此以外，Folk 和 McBride 对利古里亚硅质浊积岩的沉积环境和成因的其它一些方面的看法则是相同的。例如他们都认为条纹状放射虫岩和红色页岩的韵律层不是由于当时生物生产率的变化和周期性的粘土的流入所造成，而是与 Nisbet 和 Price (1974) 所描述的希腊 Naraida 硅质浊积岩的搬运，形成具相同的机制，即由低流速的由放射虫砂屑组成的浊流沉积形成，而红色页岩的粘土则为浊流尾部的沉积物。

第五节 保存在海相地层中的地史上的罕见事件

陆地上古海洋学的研究，当然不限于西欧，在我国陆地上有着从事古海洋学工作的广阔天地。第七章已经讨论过地史上罕见事件的起因，特别还比较详细地介绍了白垩第三纪间大规模生物灭绝事件和巨型陨石或彗星轰击地球相关的可能性。随着研究的深入，人们进一步探索了中生代—古生代与古生代底界上异常事件的证据。1985年在瑞士举行的"地质罕见事件和大洋生物危机"国际讨论会上，我国学者就此问题已发表了数篇论文。本节将以近年来我国陆地剖面中的研究成果进一步介绍更古老的生物基本面貌发生大规模变革的事件，即前寒武—寒武纪之间和二叠——三叠纪之间的事件在海相地层中所留下的遗迹。

1.前寒武—寒武纪界线上的罕见事件

苏联学者 M.A.Nazarov 等(1983)较早地研究过西伯利亚阿尔丹河上的乌尔汉—苏罗古尔剖面和俄罗斯地台上的前寒武—寒武纪界线处沉积物的铱元素浓度，发现其值很低(0.17ppb)，故苏联研究前寒武—寒武界线的权威A.Yu.Rozanov 认为据此无法确定是否有过天体冲击事件。

1983年以来，我国张勤文等(1984)较系统地研究了云南昆阳梅树村，昆明王家湾和四川峨眉麦地

坪等三个前寒武—寒武系连续的海相沉积剖面。发现在梅树村剖面上寒武系最底部的八道湾段黑色粉砂质泥质岩底部有二层粘土，呈蓝灰色，无微层理，质纯。其组成矿物均为伊利石和蒙脱石。张勤文等发现底界粘土层的中部铱的浓度最大，达3.97ppb，向上、向下迅速降到小于0.5ppb。铱浓度最高的样品中其他稀有元素如Ta、Th、Rb、Hf等的浓度也相应较大。同时在靠近粘土层上盘的地层中，开始大量出现三叶虫化石。因此他们认为这层含异常高的铱元素的粘土，有可能是代表一次巨型陨石冲击的产物。

2.二叠—三叠纪界线上的罕见事件

近年来，不少学者研究了二叠——三叠纪界线的海相沉积岩中Ir的地球化学行为(Asaro et al., 1982; Alekseev et al., 1983；张景华等，1983)。但由于各种技术原因，未能检出铱浓度大于0.5ppb 的异常。

在中国南方有发育很好的从二叠纪最晚期到三叠纪最早期的连续的海相沉积剖面。孙亦因等(1984，1985)和徐道一等(1985)分别对浙江长兴的煤山剖面和四川广元的上寺剖面进行了研究，发现了铂族元素Ir,Os的异常，并认为也代表一次星体撞击事件。

在长兴煤山二叠—三叠系界线处有一薄层蓝灰色的粘土，其中除了很少的二叠纪牙形虫残余外，没有发现任何化石。该粘土层经孙亦因等研究后发现其中有些样品Ir的浓度高达0.60±40ppb，而紧接其上的三叠系粘土中则仅为0.02ppb，浓度差异十分明显。同时Os和Au以及亲铁元素Ni,Co,Cr,亲铜元素Sb、As等均相应地存在高异常。此层粘土主要由伊利石和蒙脱石组成。此外碳同位素值在该粘土层的上下由正值变为负值，即由$\delta^{13}C=0.1‰$变为$\delta^{13}C=-1.9‰$。从生物界的变化来看，此界线上下的差异也十分明显，即到二叠纪末的长兴期末，85%的菊石，80%的腕足类和84%的瓣鳃类灭绝了，进入三叠纪后䗴就整个地消失了，因此孙亦因等认为这也是由于一次天体冲击事件所造成的结果。

广元上寺剖面的情况和长兴煤山剖面相似，在二叠—三叠系界线处也是页岩和粘土层。在4厘米厚的黑色钙质页岩中，Ir浓度高达2ppb，亲铁元素Fe、Ni、Cr的浓度也在此处发生突变。因此徐道一等人认为这可能和煤山剖面是同一次天体轰击事件的产物。

在第七章里曾经指出，对于象白垩纪末的灾变迄今还有不同认识，尤其是对于铱异常是否确实指示陨星冲击，也有不同意见，这些问题对于古生代同样存在，同样有待进一步研究加以核实。

第六节　研究方向和前景

前述阿尔卑斯中生界的研究成果表明，一旦将古海洋学的现代研究方法用于陆地地层，可以取得何等重要的结论；我国陆地剖面中异常事件证据的发现，表明陆地上的古海洋学工作，又可以为大洋的历史提供有价值的证据。陆地的古海洋学研究，无论从海洋地质或陆地地质的角度看，都是极其重要的。以海洋而言，现有诸大洋洋底沉积的年龄最老不超过侏罗纪，整个古生代以及中生代早期的古海洋学研究只能在陆地上进行；就大陆而论，许多陆地上揭示出来的地质事件和特异地质现象，非古海洋学的观点、方法不能解释。目前，古海洋学的研究正在越来越多的大陆上开展起来。

侏罗纪以来的古海洋学研究方法，在陆上和海底并无本质差别；而三迭纪以前的古海洋学才反映陆地古海洋学的特征。陆地古海洋学的研究，现在还很不成熟。有些作者所指的古海洋学，只是传统意义上的大洋古地理再造。如苏联作者综合古地磁和岩石学等方面资料，从板块运动和大陆的位置出发，推断了早已消失的古大洋的存在时间和面积宽度(表8—1，Zonenshain et al., 1984)。此外，近十多年来也有大量的论文和学术会议，从沉积岩石学角度证明陆地上存在着古老的半深海或深海沉积，如1975年在美国达拉斯召开的“盆地碳酸盐相学术讨论会”便是一例(Cook and Enos,

1977)。

表8—1 四个早已消失的古大洋

地大洋	宽 度 （千米）	存 在 时 间
古大西洋	6,000	前寒武纪晚期至4亿年前
古亚洲洋	3,000	前寒武纪晚期至4.5亿年前
古特提斯洋	4,000	4.6亿至2.4亿年前
乌拉尔洋		5亿年至3亿年前

（据 Zonenshain et al., 1984）

然而作为陆地古海洋学主流的，是对古洋流、古海水化学和古生产率方面的研究。根据大陆位置的布局，可以推断古生代洋流的格局(Scotese, 1985)。第三章曾谈到研究古洋流的模拟方法，而模拟方法同样适用于中、新生代和古生代，适用于现代大洋和已经消失的古大洋。美国Parrish 等模拟了古生代地球大气环流的布局，结合当时大陆的位置得出古生代各时期海岸上升流应当出现的地区。有趣的是这些理论计算的结果，与磷灰石、富有机质岩石和燧石的发现位置大体一致(Parrish et al., 1983)。

用沉积学的方法研究古洋流，当然比模拟法来得具体，而且新生代古海洋学中用的许多沉积学方法，相信也适用于古生代。例如，美国田纳西州的中奥陶世地层可分为盆地相与陆架相等，盆地相碳酸盐含Mn达1408～3561ppm，沉积中见有浊积岩的鲍玛系列，化石群为笔石、几丁虫、放射虫等浮游、远洋类型；陆架相碳酸盐含Mn仅2～21ppm化石群为介形虫、棘皮类、藻类、腹足类、腕足类等底栖、近岸类型。从现代沉积看，深海碳酸盐软泥含Mn比浅水者显著为高，因为Mn只在方解石格架中易于取代Ca，在霰石中则难以取代。如前所述海底霰石沉积的分布大大浅于方解石，可见Mn含量反映了古水深的差异。碳酸盐中Mn含量与水深之间的这种关系，在亚平宁山脉的中生代地层中亦有发现(Shanmugam & Benedict, 1983)。与此相似的是瑞典早奥陶世地层的研究，在一套层状灰岩中，沉积颗粒变粗和三叶虫/棘皮类(海百合、海林檎等)碎片比值下降指示海退，沉积中出现细粒磷灰石和平均磷含量的上升指示海岸上升流的发育(图8—9)(Lindström & Vortisch, 1983)。再如Schopf(1983)用黑色页岩指示可能的海岸上升流，认为古生代黑色页岩有三分之一到二分之一应属上升流的产物，等等。

根据沉积学的特点，有时也可以探讨古生代海洋的流速以至气候。如早、中奥陶世在古北美与古欧洲间的原大西洋(Proto－Atlantic)或称亚皮特斯洋(Iapetus Ocean)，沉积了一套深海泥岩，呈红、绿两色互层。两者基本成分相似，但红色泥岩含 Mn量为绿色泥岩的6倍，Fe^{+++}/Fe^{++}的比值也比绿色泥岩高得多，反映沉积速率较低，是在海底洋流较强、含氧丰富的海水中沉积而成，属于气候较凉的时期；反之，绿色泥岩常与碳酸盐相联系，是气候转暖期在洋流减弱的条件下高速沉积的产物(Lash, 1986)。

陆地上的远洋沉积剖面中，大多见有旋回性。以意大利为例，西里西亚中新世Tripoli 组有硅藻土——粘土互层，硅藻土是在海面上升、上升流发育时期形成的，海面下降时则沉积硅藻粘土，反映了12万至29万年的周期，推测这种海面升降是冰期旋回的产物。意大利北部白垩纪Scaglia Rossa层粘土与灰岩的互层，反映了2万年左右的周期，与岁差旋回相符合，还有可能分出5万年与10万年的周期，和米兰科维奇理论相呼应(Jenkyns, 1986)。

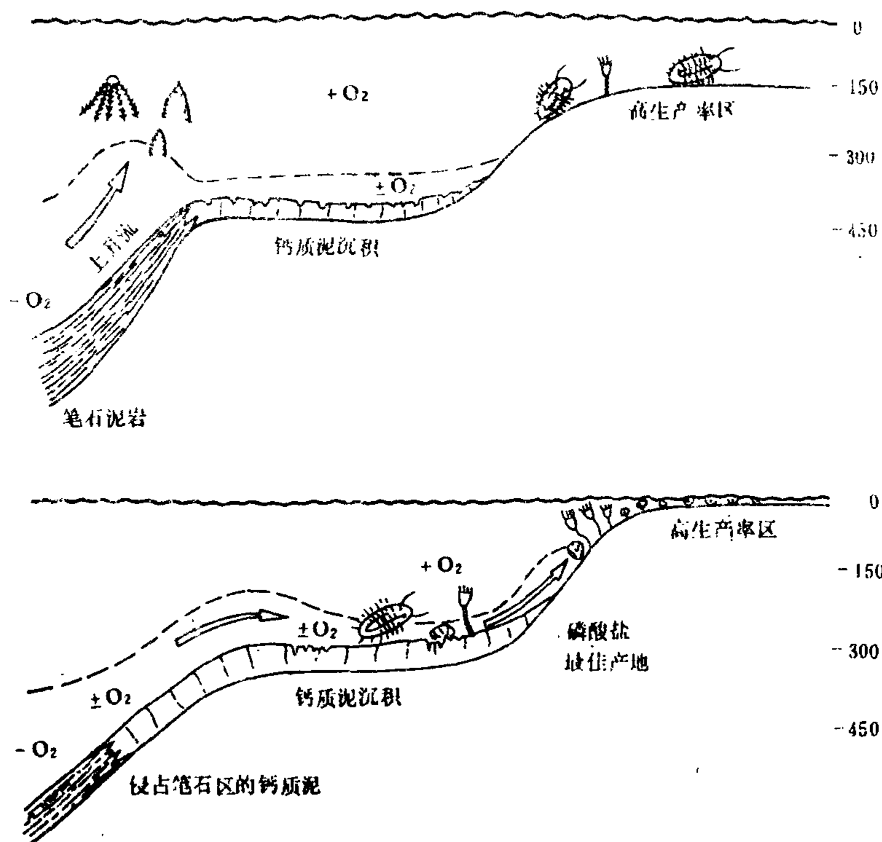


图8—9　瑞典早奥陶世沉积环境解释模式

(Lindströn and Vortisch, 1983)

a.海退前后;b.海退时期。海退时在浅水区三叶虫/棘皮类比值下降。生产率在浅水区最高;笔石在外陆坡上升流发育区繁盛。右侧数字指水深(单位:米)。

由上可见,中、新生代古海洋学所常用的沉积学、古生态系和地球化学等方法,同样适用于古生代。但是,时间的分辨率和具体的方法技术有所不同。稳定同位素方法中有哪些元素适用于古生代,尚有待探索;而古生物方法中有哪些门类适用于古生代,则已见端倪。如牙形刺、几丁虫、放射虫、笔石等能够提供表层或近表层海水的状况;非球接子三叶虫、珊瑚、腕足类、棘皮类、钙藻等含有底层海水古环境的记录。和浮游有孔虫等相似,产生不同属种牙形刺的生物也曾生活在不同深度的水层中,因此其化石群的分异度从浅水向深处升高;而几丁虫的含量与岩层中的$CaCO_3$含量成反比,也可能与古水深等因素相关。另外,从中生代中期为界,大洋的背景环境也有所不同。就生物界而言,直到中生代中期以前浮游生物含矿物骨骼者以放射虫为主,硅藻、浮游有孔虫、钙质超微化石均未大量出现,大洋CCD甚浅,因此蛇绿岩直接被放射虫燧石所覆盖,此后,钙质超微化石大量繁衍,才使CCD迅速下降,以致现在大洋中脊的高度远在CCD之上,蛇绿岩之上先有远洋碳酸盐,然后才有硅质软泥和红粘土覆盖(Jenkyns, 1986)。

总之,研究古生代古海洋学的可能性完全具备,而研究的具体方法尚在发展之中,将上述各例与新生代古海洋学的成果相比,显得过于粗糙,而这正是方法上不成熟的表现。当前对于古生代或更早地层的古海洋学研究,大多限于比较笼统的海、陆位置的再造(如Rowley et al., 1986),海、陆分布对于生物地理与古洋流布局的影响(如Ziegler et al., 1986),或者构造作用对于古海洋的控制(如Worsley et al., 1986),深入的工作正是我们所面临的任务。

结　　语

在介绍了古海洋学各个方面的研究方法和现有成就之后，自然而然的问题是古海洋学的今后展望和我国在古海洋学研究中的方向与任务。

大洋钻探计划(ODP)的十年(1985～1995)，将是古海洋学继续发展的十年。在取样、测年和同位素分析等方面，都会有新的进展，而这些方法技术上的进展将在很大程度上决定古海洋学发展的速度。1982年第二届国际海洋地球科学工作会议在联邦德国海德堡讨论"海洋地球科学向何处去"时，提出海洋地质年代学、气候变化、两极大洋历史、沉积通量、罕见与异常事件等五个方面作为大洋地质历史研究的今后方向(Thiede,1983)。会议指出："大洋的沉积环境记录着地球上的岩石圈、水圈、大气圈和生物圈中变化过程与反馈机制的结果。早于15,000～18,000万年前的大洋记录已被板块运动所破坏或者严重改变，因而详细地再造中生代早期或更早期的古海洋学已无可能。然而，由于测年技术的进步和15,000～18,000万年以来的大洋沉积已采有大量样品，现在对于中生代中、晚期以来的大洋古环境演变已能作出详细记录。事实上由于分析技术的进步，地质海洋学的研究已经发生了一次几乎完整的革命。今天收集记述大洋地质历史的材料要求有高度的技巧和一整套的技术能力，可是在我们的学科领域里大概还是第一次能够用精确定义和精确测定的参数，来定量地再造大洋历史中的许多要素"。定量地再造大洋环境的变化史，探明控制这些变化的机理和规律，这就是古海洋学的方向。

世界海洋的不同部位，在古海洋学研究中的重要性并不相等，由于大洋环流体系是随着大洋盆地的地形变化，大陆位置，地球上气候特征，特别是极地气候的演变而发生变化的，某些地区的海洋就会在古海洋学中占有特殊的重要性。Kennett(1982)将这类海区归纳为四种：1.洋流通道区。如大西洋水与太平洋水进行交流的德雷克海峡或从前的中美洲海道，印度洋水与太平洋水进行交流的印尼海道和塔斯马尼亚海道等。2.深层水发源区。如南极的威德尔海与罗斯海，北极附近的挪威海等。3.上升流发育区。如现在的南极辐合带、赤道辐合带、秘鲁—智利洋流区等。4.边缘海。与世界大洋只是半连通的边缘海，可以对大洋的古环境变迁起放大作用，如中新世末墨西拿事件时在地中海形成盐类沉积，在日本海形成淡水湖泊，便是一例。此外，靠近沙漠的海区，季风发育的海区，都可以在沉积物中记载下陆地气候变化的信息。

在这方面我国所面临的研究任务，不外是大洋古海洋学、边缘海古海洋学和陆地古海洋学三项。大洋的古海洋学是本书各章的主题，陆地古海洋学已在第八章作专题讨论，但对边缘海的古海洋学问题很少涉及。我国的近海，东海、南海均属西太平洋边缘海系列中的成员，因此边缘海的研究对于我国具有特殊重要的意义。边缘海实际上又可分成两部分：一部分是其中的次深海或深海盆地，另一部分属于近岸浅海。前者在研究方法上和大洋相似，近年来在加利福尼亚湾等海区古海洋学研究中取得的成绩，表明边缘海盆地能够放大大洋环境变迁的效应，反映周围陆地环境的历史。我国南海的中央海盆和东海的冲绳海槽，就适于进行此类研究。如果选择没有浊流干扰的海底，用液压活塞取样法采集岩芯并进行高精度的分析，相信将不仅能揭示海盆形成的历史和反映西太平洋的古水文变化，而且有可能发现冰期时古长江、古黄河和古珠江的沉积物，将陆地和大洋的气候旋回直接衔接起来。当然，这类边缘海的深海、次深海区，又具有自己的特殊性。南海陆坡第四纪晚期的碳酸盐旋回与大西洋相似而与太平洋相反(汪品先等，1986)，正是这种特殊性的反映。这类次深海的沉积中浮游生物化石丰富，可以采取一般大洋古海洋学的研究方法，取得有价值的结果。

问题在于近岸浅海的部分，它们是不是也需要而且也可能进行古海洋学的研究？

毫无疑问，古海洋学研究对于浅海区也是十分必要的。如所周知，近岸浅海正是当前烃类等沉积矿产勘探开发的重点地区，古海洋学历史的查明将大大有助于评价生油条件，确定有利相带，并为海底

工程提供地质背景。同时，近岸浅海直接毗邻大陆，其古海洋学的变迁直接影响到大陆的古环境，反之浅海沉积也最灵敏地记录了陆地环境变迁的历史，从而使大洋与大陆古环境历史相互印证。再者，近岸浅海沉积速率高，环境变化幅度大，是放大时间尺度，详细研究古海洋历史的良好场所。

然而，在近岸浅海开展古海洋学研究的可能性却不无问题。首先，浅海陆架屡遭剥蚀，沉积记录残缺不全；其次，浅海沉积中浮游生物化石较少，缺乏可供高精度年代测定的材料，而更关键的问题在于，浅海古海洋学的工作迄今开展不多，缺少成熟的经验和成套的方法。只是在近几年来，国际上方才开始进行种种尝试，其中值得专门介绍的是加拿大等国的工作。

他们发现：用于深海浮游生物的转换函数法，同样也适用于浅海的底栖生物。Mudie 等人(1984)对加拿大东北岸外水深7～642米的表层沉积中的有孔虫数据作Q型因子分析，然后将各个站位的因子载荷与水深、底层水温和盐度值进行回归分析，发现用底栖有孔虫定量分析数据可以在下列可信范围内估定环境参数：水深±67米，水温1.3°C，盐度1‰。由此得出的转换函数用于拉布拉多陆架上两个海底柱状样中的底栖有孔虫群，揭示了冰期、间冰期该区盐度与温度变化的具体数据，表明了用这种方法进行陆架定量古环境分析的可能性。

当然，在近岸浅海研究中，需要使用不同于深海的化石门类与手段。例如加拿大Scott等人(1984)选取斯科舍与纽芬兰—拉布拉多陆架范围内水深超过250米，沉积连续且速率其高(达每千年一米)的几个盆地，作三个门类的微体古生物分析：用底栖有孔虫求底层海水环境，用甲藻求表层海水的古海洋学环境，用孢粉反映与陆地环境的联系并确定全新世地层，此外运用^{14}C数据作年代控制。分析结果揭示了近二万多年来底层水团的一系列古海洋学事件，如距今5000～7000年前的暖期分布着较暖水型的钙质底栖有孔虫群，典型的墨西哥湾流的沟鞭藻增多；距今二千年前突然变冷，底栖有孔虫群变为胶结质壳型，沟鞭藻群中北极类型增多(图9—1；Scott et al., 1984)。挪威等西北欧学者对斯卡格拉克海峡近一万余年来的沉积物进行古环境研究时，主要依靠底栖有孔虫、孢粉、放射虫、硅藻和介形虫等化石门类(B.Stabell & J.Thiede, eds., 1985)。而以色列、瑞士等国研究红海北端亚喀巴湾时，采用了浮游和底栖有孔虫、翼足类、钙质超微化石等门类，在现代生态学调查的基础上探讨该海区近15万年来的古海洋环境，方法与深海的比较接近(Reiss et al., 1984)。

这些近岸浅海区的古海洋学工作还只是初步尝试，方法尚未成熟；然而它们表明，开展浅海区的古海洋学工作是完全可能的，是具有价值的。特别对我国来说，南海和东海等边缘海的古海洋学研究，在调查季风气候及与之相关的双向海流起源，调查黑潮的产生和变动，调查黄土堆积与黄海变黄的历史等课题上都具有独特的意义。

我国的古海洋学研究，起步伊始，面对着远道重任，迫切需要有关各业的仁人志士，共同努力。大洋的古海洋学研究，是当代地球科学的前沿阵地，我们必须积极投入，特别是投入西太平洋的工作，决不可对于这场尚在进行的地学革命袖手旁观，坐失良机。对于我国岸外边缘海区的古海洋学研究，更是责无旁贷，应是我们研究工作的重点所在。我国陆上三叠纪以前的大片海相沉积，是古海洋学研究的又一用武之地，尤其是其中的远洋沉积和跨越地质年代界线的连续剖面，更是研究工作的宝贵材料。可以预料，我国古海洋学研究的成果不仅对查明我国地史演化的规律、沉积矿产的形成环境具有重大意义，还可以对世界古大洋、古环境的了解作出贡献。

新的学科要求新的研究途径，新技术、新手段的重要性业已众所周知，诸如微体化石数据的数学处理，壳体的稳定同位素、痕量元素分析，超导磁力仪的古地磁年代测定等等；而研究工作中新的思路、新的组织形式却至今尚未引起足够的重视。古海洋学跨学科的综合性质，强烈要求改变我们所习惯的工作方法，它要求我们不以某项分析手段或化石门类作出发点，也不以占有的某些样品作出发点，而是根据现有知识提出问题，根据问题提出研究方案，针对问题收集材料、分析材料，然后根据分析结果提出解释的模式，再从实际材料中检验模式，改正模式，以至得出最后的答案。这种"问题—材

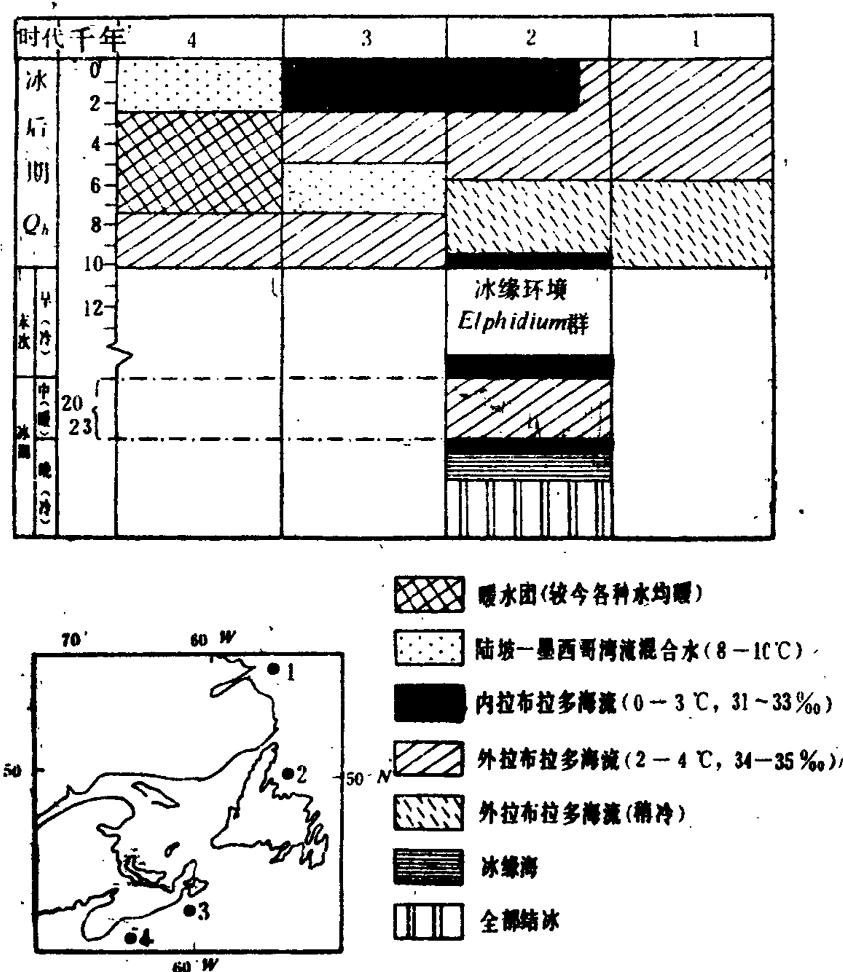


图9—1　加拿大东部大陆边缘四个柱状样记录的底层水团历史（据Scott et al., 1984)1～4为柱状样编号

料一模式"的工作方式，我们必须掌握，以适应当代的研究任务。也由于古海洋学多学科的性质，要求组织跨专业，跨系统，甚至跨国家的协作队伍。墨守成规和各自为政，必然事倍功半，即使发表文章有术，仍是解决问题无门。因此，我国海洋地学界应当及时引进和推广深海钻探在古海洋学方面的成就，组织起跨部门、跨行业的研究队伍，尽早用分工合作的办法开展古海洋学工作，力争在ODP计划新的十年大洋钻探中，作出我国应有的贡献。

附录一　深海钻探各航次概况

表10—1　深海钻探计划(DSDP)各航次简表

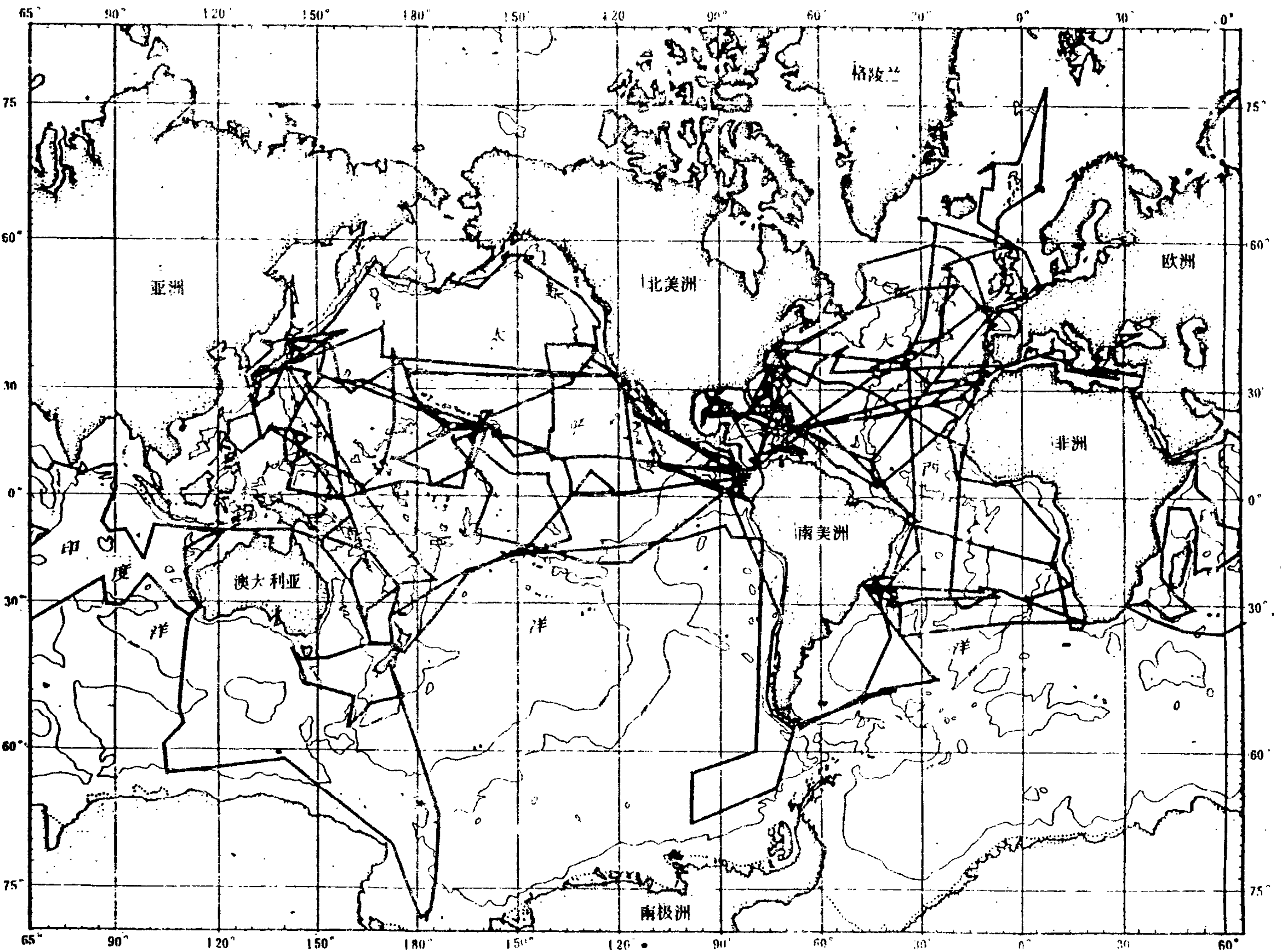
航次	航线起迄地点	工作地区	日　期	钻探站位编号	备注
1	得克萨斯，奥兰奇(美)至新泽西后波肯(美)	墨西哥湾	1968.8—9	1—7	
2	新泽西，后波肯至达喀尔(塞内加尔)	北大西洋	1968.9—11	8—12	
3	达喀尔至里约热内卢(巴西)	南大西洋	1968.12—1969.1	13—22	
4	里约热内卢至圣克里斯托瓦尔(巴拿马)	中大西洋	1969.2—1969.3	23—31	
5	加利福尼亚的圣地牙哥(美)至夏威夷的火努鲁鲁	北太平洋	1969.4—6	32—43	
6	火努鲁鲁至关岛的阿普拉(美)	北太平洋	1969.6—8	44—60	
7	阿普拉至火努鲁鲁	中太平洋	1969.8—9	61—67	
8	火努鲁鲁至塔希堤岛帕皮提	中太平洋	1969.10—12	68—75	
9	帕皮提至巴尔博亚(巴拿马)	中太平洋	1969.12—1970.1	76—84	
10.	得克萨斯加尔沃斯顿至佛罗里达迈阿密	墨西哥湾	1970.1—4	85—97	
11	佛罗里达迈阿密至新泽西的后波肯	北大西洋	1970.4—6	98—110	
12	马萨诸塞的波士顿(美)至里斯本(葡)	北大西洋	1970.6—8	111—119	
13	里斯本至里斯本	地中海	1970.8—10	120—134	
14	里斯本至圣胡安(波多黎各)	中大西洋	1970.10—12	135—144	
15	圣胡安至圣克里斯托瓦尔(巴拿马)	加勒比海	1970.12—1971.1	145—154	
16	圣克里斯托瓦尔至火努鲁鲁	中太平洋	1971.1—3	155—163	
17	火努鲁鲁至火努鲁鲁	中太平洋	1971.4—5	164—171	
18	火努鲁鲁至阿拉斯加的科迪亚克(美)	北太平洋	1971.5—7	172—182	
19	科迪亚克至横滨(日)	北太平洋	1971.7—9	183—193	
20	横滨至苏瓦(斐济)	北太平洋	1971.9—11	194—202	
21	苏瓦至达尔文(澳)	太平洋珊瑚海	1971.11—1972.1	203—210	
22	达尔文至科伦坡(斯里兰卡)	印度洋	1972.1—3	211—218	
23	科伦坡至吉布提	阿拉伯海	1972.3—5	219—230	
24	吉布提至路易港(毛里求斯)	印度洋	1972.5—6	231—238	
25	路易港至德班(南非)	印度洋	1972.6—8	239—249	
26	德班至弗里曼特尔(澳)	印度洋	1972.9—10	250—258	
27	弗里曼特尔至弗里曼特尔	印度洋	1972.11—12	259—263	
28	弗里曼特尔至克赖斯特彻奇(新西兰)	南极地区	1972.12—1973.1	264—274	
29	利特尔顿(新西兰)至惠灵顿(新)	塔斯曼海	1973.3—4	275—284	
30	惠灵顿至关岛的阿普拉	南太平洋	1973.4—6	285—289	

31	阿普拉至函馆(日)	北太平洋	1973.6—8	290—302	
32	函馆至火努鲁鲁	北太平洋	1973.8—10	303—313	
33	火努鲁鲁至塔希提岛帕皮提	北太平洋	1973.11—12	314—318	
34	帕皮提至卡亚俄(秘鲁)	南太平洋	1973.12—1974.1	319—321	
35	卡亚俄至乌斯怀亚(阿根廷)	南太平洋	1974.1—3	322—325	
36	乌斯怀亚至里约热内卢(巴西)	南太平洋	1974.4—5	326—331	
37	里约热内卢至都柏林(爱尔兰)	北大西洋	1974.5—7	332—335	
38	都柏林至阿姆斯特丹(荷)	北极地区	1974.8—9	336—352	
39	阿姆斯特丹至开普顿(南非)	大西洋	1974.10—12	353—359	
40	开普顿至阿比让(象牙海岸)	南大西洋	1974.12—1975.1	360—365	
41	阿比让至马拉加(西班牙)	南大西洋	1975.1—4	366—370	
42A	马拉加至伊斯坦布尔(土耳其)	地中海	1975.4—5	371—378	
42B	伊斯坦布尔至伊斯坦布尔	黑海	1975.5—6	379—381	
43	伊斯坦布尔至弗吉尼亚的诺福克(美)	北大西洋	1975.6—8	382—387	
44	诺福克至诺福克	北大西洋	1975.8—9	382—394	
45	圣胡安(波多黎各)至圣胡安	北大西洋	1975.11—1976.1	395—396	
46	圣胡安至加那利群岛拉斯帕马(西班牙)	北大西洋	1976.1—3	396 A.B.C	
47A	拉斯帕马至维哥(西班牙)	北大西洋	1976.3—4	397	
47B	维哥至布勒斯特(法)	北大西洋	1976.4—5	398	
48	布雷随特至苏格兰阿伯丁	北大西洋	1976.5—7	399—406	
49	阿伯丁至马德拉群岛的丰沙尔(葡)	北大西洋	1976.7—9	407—414	
50	丰沙尔至圣胡安	北大西洋	1976.9—11	415—416	
51	圣胡安(波多黎各)至圣胡安	北大西洋	1976.11—1977.1	417	
52	圣胡安至圣胡安	北大西洋	1977.1—3	417—418	
53	圣胡安至克里斯托瓦尔(巴拿马)	北大西洋	1977.3—4	418	
54	科隆(巴拿马)至加利福尼亚洛杉矶	中太平洋	1977.4—6	419—429	
55	洛杉矶至横滨(日)	北太平洋	1977.7—9	430—433	
56	横滨至东京(日)	北太平洋	1977.9—10	434—437	
57	东京至横滨	北太平洋	1977.10—12	438—441	
58	横滨至冲绳那霸(日)	北太平洋	1977.12—1978.1	442—446	
59	那霸至关岛的阿普拉(美)	北太平洋	1978.2—3	447—451	
60	阿普拉至阿普拉	北太平洋	1978.3—5	452—461	
61	阿普拉至马绍尔群岛马朱罗环礁	中太平洋	1978.5—7	462	
62	马朱罗环礁至夏威夷火努鲁鲁	北太平洋	1978.7—9	463—466	
63	洛杉矶至马萨特兰(墨西哥)	北太平洋	1978.9—11	467—473	
64	马萨特兰至洛杉矶	加利福尼亚湾	1978.11—1979.1	474—481	
65	洛杉机至马萨特兰	加利福尼亚湾	1979.1—3	482—485	

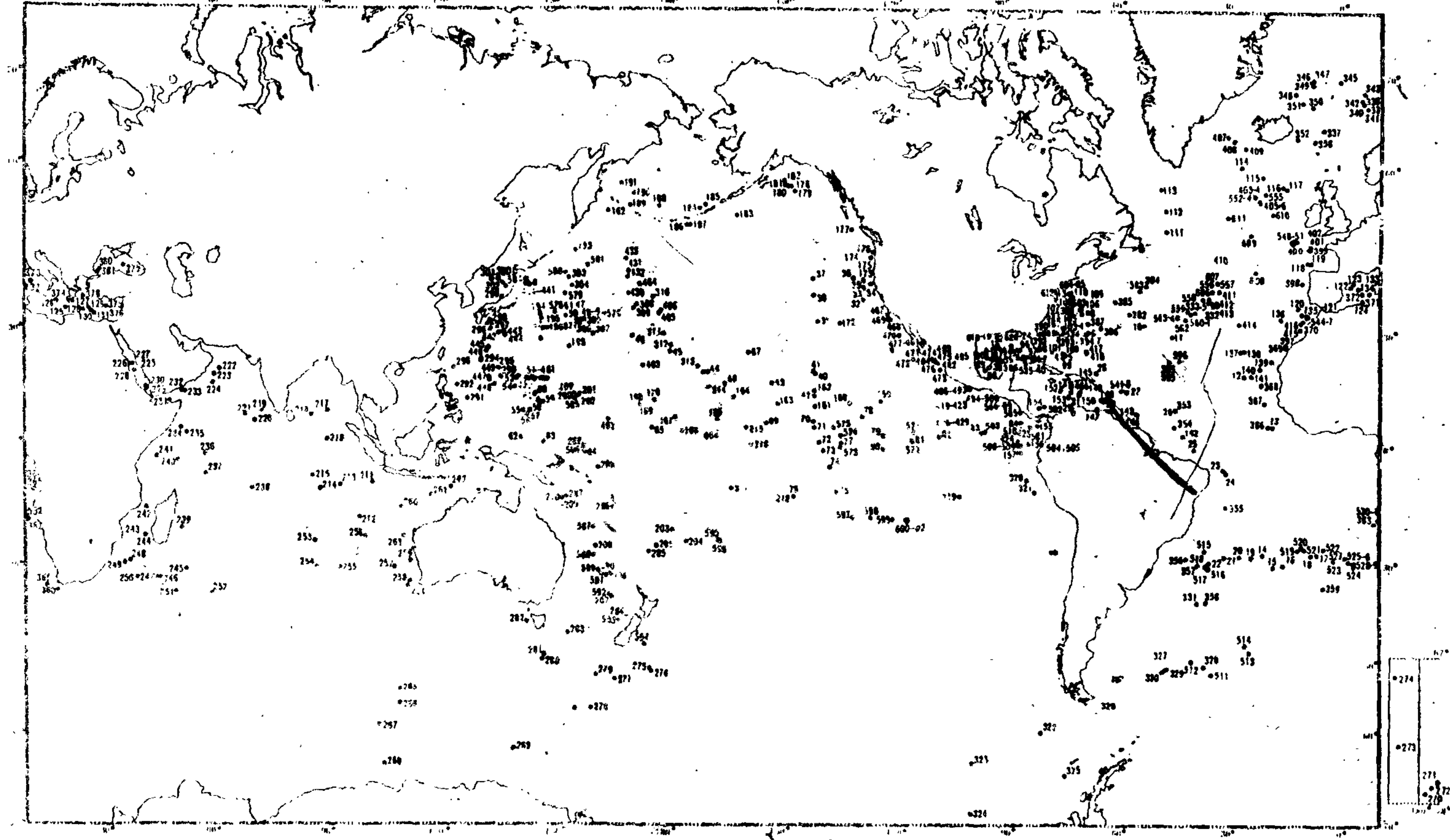
66	马萨特兰至曼萨尼约(墨西哥)	中太平洋	1979.3—5	486—493	
67	曼萨尼约至蓬塔雷纳斯(哥斯达黎加)	中太平洋	1979.5—6	494—500	
68	蓬塔雷纳斯至拉利伯塔德(厄瓜多尔)	中太平洋	1979.6—9	501—503	
69	拉利伯塔德至巴尔博亚(巴拿马)	中太平洋	1979.9—10	504—505	
70	巴尔博亚至瓦尔帕莱索(智)	中太平洋	1979.10—12	506—510	
71	瓦尔帕莱索至桑托斯(巴西)	南大西洋	1979.12—1980.2	511—514	
72	桑托斯至桑托斯	南大西洋	1980.2—4	515—518	
73	桑托斯至开普顿(南非)	南大西洋中部	1980.4—6	519—524	
74	开普顿至沃尔维斯湾(南非)	南大西洋东部	1980.6—7	525—529	
75	沃尔维斯湾至累西腓(巴西)	南大西洋东部	1980.7—9	530—532	
76	弗吉尼亚诺福克(美)至佛罗里达劳德代尔堡(美)	北大西洋	1980.10—12	533—534	
77	劳德代尔堡至圣胡安(波多黎各)	墨西哥湾西南	1980.12—1981.1	535—540	
78A	圣胡安至圣胡安	北大西洋	1981.2—3	541—543	
78B.	圣胡安至加那利群岛拉斯帕马(西班牙)	大西洋中脊	1981.3—4	395A	重返45航次
79	拉斯帕马至布勒斯特(法)	北大西洋	1981.4—5	544—547	
80	布勒斯特至南安普敦(英)	北大西洋	1981.6—7	548—551	
81	南安普敦至德勒加达(亚速尔群岛)	北大西洋	1981.7—9	552—555	
82	德勒加达(葡)至巴尔博亚(巴拿马)	北大西洋	1981.9—11	556—564	
83	巴尔博亚至巴尔博亚	东太平洋	1981.11—1982.1	504B	重返69航次
84	巴尔博亚至曼萨尼略(墨)	中美海沟	1982.1—2	565—570	
85	洛杉矶(美)至夏威夷火努鲁鲁(美)	赤道太平洋	1982.3—5	571—575	
86	火努鲁鲁至横滨(日)	北太平洋西部	1982.5—6	576—581	
87	横滨至函馆(日)	日本海沟	1982.6—8	582—584	
88	函馆至横滨	西北太平洋	1982.8—9	581A,B,C	重返86航次
89	横滨至努美亚(新喀里多尼亚)	马里亚纳珊瑚海盆	1982.10—11	585—586	
90	努美亚至惠灵顿(新西兰)	塔斯曼海盆	1982.12—1983.1	587—594	
91	惠灵顿至塔希堤岛帕佩特(大洋洲)	汤加海盆	1983.1—2	595—596	
92	帕佩特至巴尔博亚(巴拿马)	东太平洋海隆	1983.2—4	597—602,504B	重返69航次
93	弗吉尼亚诺福克(美)至诺福克	北大西洋	1983.5—6	603—605	
94	诺福克至纽芬兰的圣约翰斯(加)	北大西洋	1983.6—8	606—611	
95	圣约翰斯至佛罗里达埃弗格莱兹(美)	西北大西洋	1983.8—9	612—613,603	重返93航次
96	埃弗格莱兹至亚拉巴马的莫比尔(美)	密西西比深海扇	1983.9—11	614—624	

表10—2 大洋钻探计划(ODP)前15个航次简表

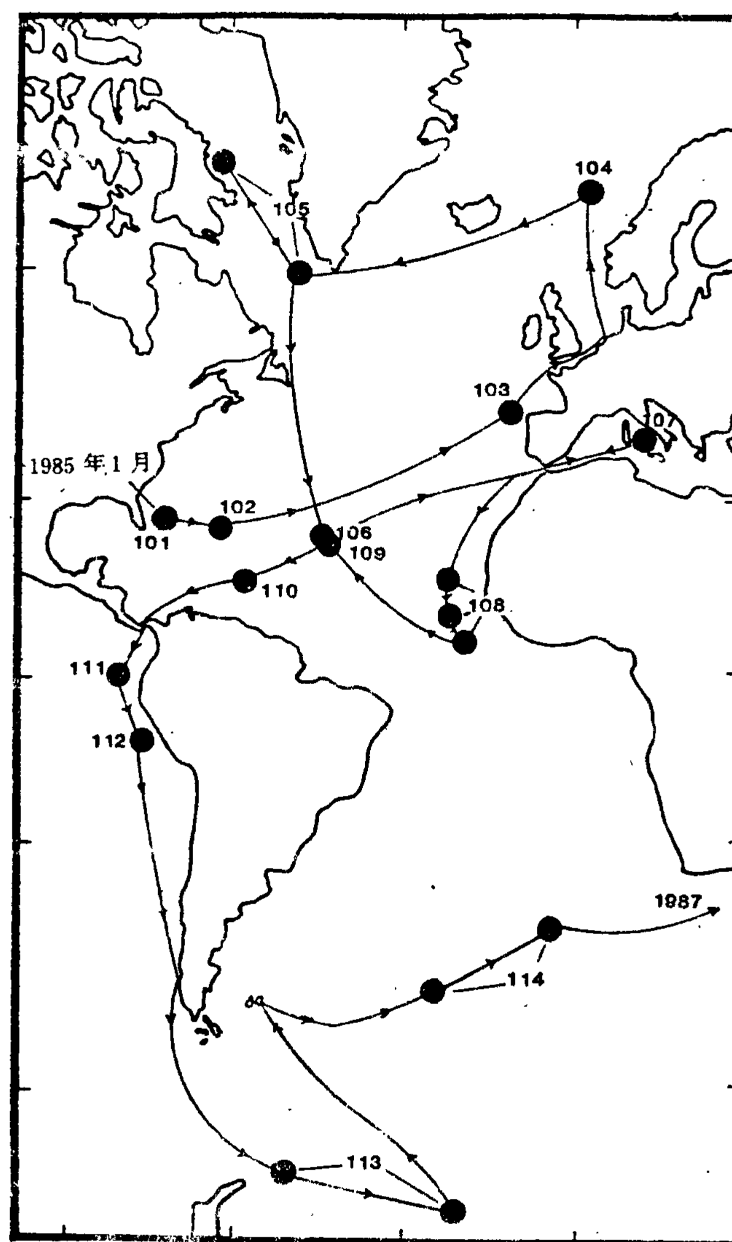
航次	航线起迄地点	工作地区	时间
101	迈阿密至迈阿密(美)	巴哈马地区	1985.1—1985.3
102	迈阿密至诺福克(美)	北大西洋西部	1985.3—1985.4
102B	诺福克至蓬塔,德勒加达(亚速尔)	北大西洋	1985.4—1985.4
103	蓬塔,德勒加达至不来梅港(德)	加利西亚浅滩	1985.4—1985.6
104	不来梅港至斯塔万格(挪)	挪威海	1985.6—1985.8
105	斯塔万格至圣约翰斯(加)	巴芬湾,拉布拉多海	1985.8—1985.10
106	圣约翰斯至马拉加(西班牙)	大西洋中央海岭I	1985.11—1985.12
107	马拉加至马赛(法)	第勒尼安海	1986.1—1986.2
108	马赛至佛得角(塞内加尔)	热带大西洋东部	1986.2—1986.4
109	佛得角至巴巴多斯(西印度群岛)	大西洋中央海岭II	1986.4—1986.6
110	巴巴多斯至巴拿马	北巴巴多斯	1986.6—1986.8
111	巴拿马至卡廖(秘)	哥斯达黎加裂谷	1986.8—1986.10
112	卡廖至彭塔阿雷纳斯(智)	秘鲁陆缘	1986.10—1986.12
113	彭塔阿雷纳斯至斯坦利港(福克兰群岛)	南极威德尔海	1986.12—1987.3
114	斯塔利港至毛里求斯	亚南极南大西洋	1987.3—1987.5
115	毛里求斯至科伦坡	印度洋西南洋脊	1987.5—1987.6



附录一(1)深海钻探计划各航次路线图



附录一(2)深海钻探计划站位分布图



附录一(3) 大洋钻探计划(ODP)

1985～1987年前14个航次路线图。

附 录 二 古海洋学大事记

1872年 ▲12月H.M.S. 挑战者号从英国朴次茅斯港出发，1876年5月返回，进行大规模的深海调查，巡航三大洋达7万公里。1895年编辑出版有关海洋物理、海洋化学、海洋地质的调查报告50卷。1891年J.Murray 与 A.F.Renard 编制成第一幅世界大洋沉积物分布图，出版《深海地质》一书，奠定了海洋地质学的基础。

1875年 ▲E.Suess 在《阿尔卑斯山的形成》一书中，首次提出阿尔卑斯山中生代地层是远洋沉积物。

1886年 ▲M.Neumayr 将阿尔卑斯上侏罗统的放射虫燧石与挑战者号从赤道太平洋和印度洋所采集到的全新统放射虫软泥相比较。

1930年代 ▲G.Wust 等人认识到大洋底流在深海沉积物再分布方面的重要作用，并通过密度计算，具体推断中大西洋底流的状况。

1935年 ▲W.Schott 明确指出对温度反应灵敏的浮游有孔虫是研究第四纪气候变迁的有力工具。

1946年 ▲瑞典海军舰艇 Skagerrak 号在地中海试验活塞取芯方法成功。

▲H.Urey 指出海水中氧同位素成份变化与蒸发作用的关系。翌年，发表论文提出用碳酸钙化石中的氧同位素指示古温度的可能性，即"同位素地质测温计"的概念。

1948年 ▲E.B. Phleger 根据加勒比海委内瑞拉盆地岩芯微体古生物分析指出更新世时期可能存在11个寒冷期，认为可与冰期的周期相联系。

1953年 ▲S.Epstein 等人提出利用氧同位素指示古温度的估算公式。

▲N.G.Jerlov 发现大洋底部由悬浮物质组成的雾状层，证实大洋底流侵蚀、搬运作用的存在。

1954年 ▲C.Emiliani 利用氧同位素研究第三纪时期太平洋底水温及极地表水温，指出全球气候逐渐变冷的总趋势。

1955年 ▲C.Emiliani 发表"更新世温度"的著名论文。文中利用更新世深海柱状样浮游有孔虫氧同位素值得出古温度的波动曲线，并对第四纪冰期作出新的划分。

1956年 ▲D.B.Ericson 等利用深海柱状样浮游有孔虫指温种的含量变化得出更新世古温度旋回曲线。

1957年 ▲在多伦多召开国际大地测量及地球物理学联合会，制订"莫霍钻探计划"(Mohole Drilling)，试图钻透大洋地壳，获取上地幔物质。

1961年 ▲3月莫霍钻探计划在东太平洋正式开钻，钻遇玄武岩，因技术与经济上的困难，该计划于1966年宣告结束。

1963年 ▲美国拉蒙特研究所E.Thorndike 设计出海底摄影浊度仪。M.Ewing 以此研究洋底雾状层，确定深水底流的路径与强度。

1964年 ▲美国四大海洋研究所协作，成立了"地球深部取样海洋研究所联合机构"(JOIDES)。翌年，进行了深海钻探的试验。

1966年 ▲首次在红海裂谷轴部发现热咸水渊(hot saline pool)，在东太平洋海隆脊顶发现从热水溶液中沉淀下来的富含金属的沉积物。

1967年 ▲W.H.Berger 测定不同深度浮游有孔虫的溶解速率，提出了溶跃面与碳酸盐补偿深度(CCD)的概念。

1968年 ▲8月11日深海钻探船格罗玛·挑战者号首航墨西哥湾，深海钻探计划(DSDP)正式开始实施。

1969年 ▲A. Cox 提出450万年来的地磁极性年表。

▲T.Schopf 在芝加哥大学开设"古海洋学"课程。

1970年 ▲70年代初期，微量质谱仪问世。N. J. Shackleton 改进样品制备技术，使样品需求量几百倍地减少，推进了同位素地球化学的研究。

▲高精度的超导磁力仪问世，可以对任何成份的深海沉积物作古地磁测年工作。

▲美国斯克里普斯海洋研究所F.N.Spiess 等人研制成深水拖鱼仪器系统，弥补了研究中尺度洋底地貌的空白。

1970年 ▲DSDP在地中海深海底发现巨厚的蒸发岩系，尔后许靖华等提出中新世末期地中海曾经干涸。

▲G.Kukla 发现中欧黄土的气候旋回记录可以与深海沉积的气候周期进行对比。

1971年 ▲J.Imbrie 与 N.Kipp 提出"转换函数"方法，通过对浮游有孔虫的数据处理，求出冬、夏的古表水温度。

▲美国与西欧19个单位联合制定"气候长期调查制图与预报"计划(CLIMAP)，以深海沉积物为对象，研究100万年来的世界气候变化。

1972年 ▲D.Bernoull 将陆上阿尔卑斯远洋沉积与大西洋深海钻探所揭示的中生代沉积相进行对比，确证大洋型古特提斯海的存在。

1973年 ▲N. Shackleton 与 N. Opdyke 对赤道太平洋V_{28}—238深海柱状样用有孔虫氧同位素及古地磁法测得70万年来大洋古温度曲线，划出19个同位素古温度期。

▲9月在瑞士苏黎世召开"陆上与海底的远洋沉积"讨论会。

1974年 ▲W.Berggren 与 J.van Couvering 系统总结大约1500万年以来的古海洋生物地层、地质年代和地磁倒转的历史。

▲美国经济古生物及矿业学会出版《古海洋学研究》专集(W.W. Hay 主编)，刊载该会1971年举办的"海洋地质史"讨论会论文。

1975年 ▲van Andel 等发表《赤道太平洋中部新生代构造、沉积与古海洋学》一书，为古海洋学研究的第一本专著。

▲深海钻探计划因英、苏、日、法、联邦德国等五国参加，进入"国际大洋钻探阶段"(IPOD)。

▲N.Shackleton 与 J.P.Kennett 利用浮游有孔虫与同位素资料发现南极冰盖的形成与环南极洋流的发生密切相关，并详尽研究了新生代古气候变化的趋势与阶段，从而揭开了古海洋学研究现代阶段的序幕。

1976年 ▲CLIMAP 发表"冰期的地球表面"一文，提出18,000年前8月份大洋表层水温与大陆冰盖厚度图，对末次冰期的古地理、古气候面貌作了详尽描述。1982年发表18,000年前大洋表层海水温度图的详细修改本。

▲J.D.Hays 等人将近百万年来全球气候变动的主因归结于地—日轨道参数的周期性变化(米兰科维奇周期)。

▲10月在法国尼斯召开第三届"中白垩纪事件"国际会议，讨论缺氧条件下海洋沉积作用问题。同年，S.O.Schlanger 与 H.C.Jenkyns 专题阐述白垩纪的缺氧事件。

▲许靖华《中生代阿尔卑斯特提斯海的古海洋学》一书发表，系统总结了在此以前有关陆地上古海洋学的研究成果。

▲通过大洋深潜调查，在东太平洋加拉帕戈斯裂谷首次发现正在活动的热液喷口及周缘奇特的热水生物群落。

1976—1977年 ▲van Donk 及 N.Shackleton 和 N.Opdyke 的同位素测定工作都得出北半球的冰期开始于距今3.2百万年。1984年修改为2.5百万年。

1978年 ▲液压活塞取芯器(HPC)在深海钻探第64航次试验成功 取得长152米未经扰动的柱状样，为古海洋学研究开创新的一页。

1980年 ▲W.Alvarez 父子等发现白垩、第三系界面上铱等亲铁元素异常富集，提出小行星撞击地球引起白垩纪末绝灭事件的假说。同年，许靖华提出彗星撞击的假说。

▲T.Schopf《古海洋学》教科书出版。

▲S.Honjo 等人利用沉积物捕集器收集与测量大洋水体中沉积颗粒的通量，为定量地研究大洋沉积速率与生物生产率开辟了新的途径。

▲法国格勒诺布尔与瑞士伯尔尼的两个科研组先后发现末次冰期大气CO_2含量仅是现代的1/2或2/3，表明地质时期中大气组份有过巨大变化。

1981年 ▲C. Emiliani 主编的《大洋岩石圈》巨著出版，载有一系列古海洋学的研究成果和总结性文献。

▲在葡萄牙召开"海岸上升流地质记录"学术会议。后于1983年由E.Suess 与 J.Thiede 主编出版了该会议的论文集两册。

1982年 ▲J.Kennett 的《海洋地质学》一书出版，内有专门篇幅系统介绍古海洋学的方法与成果。

▲E.Seibold 与 W.Berger 的《海底——海洋地质学导论》教科书出版，亦有专门介绍"古海洋学"的部分。

▲7月，在联邦德国海德堡召开第三届国际海洋地球科学工作会议，分析海洋科学的现状，拟定未来十年研究的重点。翌年，出版《海洋地球科学向何处去》的会议文本。

▲10月在美国休斯敦召开"大洋科学钻探"会议，制定了一项自1985年开始执行的"高级大洋钻探计划"(AODP)来接替DSDP 计划。后改名为"大洋钻探计划"(ODP)

1983年 ▲7月，在瑞士苏黎世举行"第一届国际古海洋学会议"。

▲11月DSDP海上航次全部完成。15年来共完成96航次，总航程超过603,000千米，钻探站位624个，钻井1092口，回收岩芯总长度超过95千米，并发表数十卷初步报告。

▲W.H.Zoller 等人从夏威夷基拉韦厄尔活火山喷发的微粒中分析出高含量的铱元素，表明白垩系、第三系间生物绝灭事件亦可能由大规模的火山活动引起。

1984年 ▲CLIMAP 发表"末次间冰期大洋"一文，编制122,000年前世界大洋表层水温图，并与气候条件十分相似的现代大洋进行对比。

▲1月，在佛罗里达召开"二氧化碳与碳旋回的天然变动"专题讨论会。

▲6月在瑞典克里斯蒂娜贝里举行第一次汉斯·彼得逊(Hans Petterson) 讨论会。1985年《古地理、古气候、古生态》杂志出版了会议论文集:《末次冰期大洋》(E.Olausson 主编)，专题讨论25,000～7,000年前大洋地球物理与地球化学。

▲至8月为止，在东太平洋海隆先后发现80多个，在大西洋中脊发现4个活动的热液喷口。大洋裂谷热液活动的研究对海洋化学成分和热力结构的演化，古气候的变迁以及生命起源等重大问题具关键性的意义。

1985年 ▲1月31日深海钻探船JOIDES Resolution 号首航巴哈马地区(101航次)，开始了为期十年的大洋钻探计划(ODP)。

▲2月，在西德基尔大学举行"大洋地质学国际讨论会"，有较多内容涉及到古海洋学。

▲7月，在北京召开中国深海钻探问题专家会议，成立了"中国大洋钻探科学委员会"。

▲由许靖华与H.J.Weissert 主编的《南大西洋古海洋学》一书出版，系统介绍南大西洋深海钻探各航次的工作成果，详尽阐述该区7,000万年来古洋流、古气候及古海水化学的历史。

▲由J.P.Kennett 主编的《中新世大洋：古海洋学与生物地理学》出版。此书是"中新世古海洋学研究计划"的成果汇集，专门讨论中新世大洋的古海洋学问题。

1986年 ▲由A.D.Socci 主编的《新生代古海洋学》出版。此书系1984年8月在加利福尼亚州圣何塞市举行的第一届经济古生物学家与矿物学家协会会议论文集；讨论古[illegible]古海洋学新课题。

▲3月 美国地球物理协会主办的《古海洋学》季刊创刊。

▲9月，在美国伍兹霍尔海洋研究所召开第二届国际古海洋学会议，[illegible]在英国剑桥大学召开。

参 考 文 献 目 录

小泉格,1980:《从洋底探索地球的历史》.袁晓茂译(1984),地质出版社。

王永炎、石田志郎、赵景波,1985:中国黄土—古土壤系列中的孢粉所反映的第四纪古气候变化,《中国黄土研究的新进展》,陕西人民出版社,153～160.

王连成、王东安,1982:雅鲁藏布江——象泉河沉降带沉积岩相的划分和沉积模式,《中国科学院地质研究所:青藏高原论文专辑》,地质出版社,17～25。

卢演俦,1981:黄土地层中$CaCO_3$含量变化与更新世气候旋回,《地质科学》,1981(2):122～131。

许靖华.1984:古海洋学的历史与趋向,《海洋学报》,6(6):830～842。

许靖华,1985:《地学革命风云录》,何起祥译,地质出版社,1～175。

许靖华,H.奥伯亨斯利,高计元,孙枢,陈海泓,U.克雷恩比,1986:寒武纪生物爆发前的死劫难海洋,《地质科学》1986(1):1～5.

任美锷，1983：古海洋学的回顾与前瞻(一)，《黄渤海海洋》，1(1)：1～8。

任美锷，1984：欧洲阿尔卑斯山古海洋学的探索《自然杂志》，7(4)：272～277

任美锷，1984：古海洋学的回顾与前瞻(二)，《黄渤海海洋》，2(2)：75～86。

任美锷，1985：古海洋学的回顾与前瞻(三)，《黄渤海海洋》，3(2)：74～83。

同济大学海洋地质系，1980：《海陆相地层辨认标志》，科学出版社，1～231。

同济大学海洋微体古生物室，1982：《钙质超微化石》，海洋出版社，1～73。

吴浩若，1982：放射虫——一门重新令人注目的微体古生物，《国外地质》，1982(6)：19～23

陈锦石、陈文正，1983：《碳同位素地质学概论》，地质出版社，1～157。

何起祥等，1986：西沙群岛石岛晚更新世碳酸盐沉积物的稳定同位素地层学，《海洋地质与第四纪地质》，6(3)：1～8。

汪品先、郑连福，1981：热带太平洋L1007深海柱状样的微体化石与地层研究，《海洋地质研究》1(2)：1～9。

汪品先、郑连福，1982：太平洋美拉尼西亚海盆深海碳酸盐溶解旋回的初步研究，《海洋与湖沼》，13(5)：389～394。

汪品先、夏伦煜，1981：关于南海北部上第三系的主要生物地层界线，《南海北部大陆架第三系》，广东科技出版社，225～230。

汪品先、闵秋宝、高建西，1980：黄海有孔虫、介形虫组合的初步研究，《海洋微体古生物论文集》，海洋出版社，84～100。

汪品先、闵秋宝、卞云华、成鑫荣，1981：我国东部第四纪海侵地层的初步研究，《地质学报》，55(1)：1～13。

汪品先、闵秋宝、卞云华、冯文科，1986：十三万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义，《地质学报》，60(3)：215～225。

怀特克，1970：《群落与生态系统》，姚壁君、王瑞芳、金鸿志译(1977)，科学出版社，1～173。

郑连福、陈荣华(编)，1982：浮游有孔虫与深海碳酸盐溶解作用，《海洋地质译丛》，1982(5)：41～49。

张勤文、毛雪瑛、柴之芳、马淑兰、徐道一、杨正宗、孙亦因，1984：在前寒武纪和寒武纪界线上的地质事件，《国际交流地质学术论文集(1)——为二十七届国际地质大会撰写》，地质出版社，143～149。

里福·C、勒皮雄·X，1976：《潜入大西洋底三千米——"法姆斯"海底探险记》，梁文耀、张龙、朱福铮等译(1981)，科学出版社，1～322。

南京大学地质系古生物地史教研室，1980：《古生物学》，地质出版社，1～859。

浙江省区域地层表编写组，1979：《华东地区区域地层表：浙江省分册》，地质出版社，33～66。

徐钦琦，1980：气候演变的周期性与黄道倾斜的关系，《古脊椎动物与古人类》，18(4)：334～343。

徐钦琦、尤玉柱、陈云，1981：陕西洛川的黄土与深海沉积物的对比，《科学通报》，1981(19)：1189～1191。

徐道一、卢演俦，1982：黄土剖面中$CaCO_3$沉积旋回与地球轨道要素变化周期，《科学通报》，27(6)：366～368。

徐道一、杨正宗、张勤文、孙亦因，1983：《天文地质学概论》，地质出版社，1～284。

高迪·A，1977：《环境变迁》，邢嘉明等译(1981)，海洋出版社。

福尔·G，1977：《同位素地质学原理》，潘曙兰、乔广生译(1983)，科学出版社，269～273。

管秉贤，1985：台湾以东黑潮深层流的途径，1940年2～3月观测结果分析，《海洋与湖沼》16(4)：253～260。

魏国彦，1983：古海洋学之兴起，台湾《地质》，4(2)：67～79

水谷仁，1982：隕石の衝突が恐竜を絶滅させたという説——その後の発展。《科学》，52(5)：316～317。

Adams, C.G.et al , 1977:The messinian salinity crisis and evidence of Late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature,* **269:**383 – 386.

Agterberg, F.P. et al., 1984: Biochronology and quantitative stratigraphy. *Episodes,* **7**(1): 63 – 64.

Aguirre, E. and Pasini, G., 1985: The Pliocene – Pleistocene boundary. *Episodes,* **8**(2): 116 – 120.

Alvarez, W.et al., 1977: Upper Cretaceous – Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy.V.Type section for the Late Cretaceous – Paleocene reversal time scale, *Geol. Soc.Am. Bull.,* **88:**383 389.

Alvarez, L.W.et al., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous Tertiary extinction, *Science,* **208:** 1095 – 1108.

Arthur, M.A., 1979: North Atlantic Cretaceous black shales: the record at site 398 and a brief comparison with other occurrences. *Initial Reports of the DSDP,* **47:** 719 – 738.

Arthur, M.A., 1984: Carbon isotope anomalies? *Nature,* **310:**450 – 451.

Arthur, M.A., Dean, W.E. and Claypool, G.E., 1985:Anomalous ^{13}C enrichment in modern marine organic carbon. *Nature,* **315:**216 – 218.

Arthur, M.A.Dean, W.E. and Zachos, J.C., 1986:Barium and carbonate accumulation rate and ^{13}C decreases at the Cretaceous/Tertiary boundary: implications for paleoproductivity(abstract). *Second International Conference on Paleoceano – graphy, Abstracts with program,* Woods Hole.

Arthur, M.A. and Jenkyns, H.C., 1981:Phosphorites and paleoceanography., *Oceanologica Acta,* Special number, 83 – 96.

Arthur, M.A. and Premoli Silva I., 1982: Development of widespread organic carbon – rich strata in the Mediterranean Tethys. *Nature and Origin of Cretaceous Carbon – rich Facies.* S.O. Schlanger and M.B.Cita (eds), Academic Press, London, 7 54.

Arthur, M.A. and Schlager, S.O., 1979:Cretaceous"Ocean anoxic events"as causal factors in development of reef – reservoired giant oil fields.*A.A.P.G.Bull.,***63**:870 – 885.

Baldauf, J.G. and Palmer, A.A., 1986: Miocene silica deposition in the North Atlantic Ocean basin and margins(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with program,* Woods Hole.

Bandel, C., 1974:Deep water limestones from the Devonian – Carboniferous of the Carnic Alps, Austria.*Pelagic Sediments:on Land and under the Sea,* K.J.Hsü and H.C.Jenkyns (eds.), *Internat. Assoc. sedimentologists,* Spec. Pub. **1,** 93 – 116.

Bandy, O.L., 1969: Relationships of Neogene planktonic foraminifera to paleoceanography and correlation.*Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967,* P.Brönnimann and H.H.Renz(eds.), Brill, Leiden, 46 – 57.

Barron.E.J., 1983:A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem.*Earth Sci. Rev,* **19:**305 – 338.

Barron, E.J., Sloan, J.L., and Harrison, C.G.A., 1980:Potential significance of land – sea distribution and surface albedo variation as a climatic forcing factor, 180

m.y.to the present.*Palaeo. palaeo. palaeo.*, **30:**17 – 40.

Barron, J.A., 1985:Miocene to Holocene planktic diatoms. *plankton Stratigraphy*, H.M.Bolli, J.B.Saunders and K.Perch - Niel sen (eds.), Cambridge University Press, 763 – 810.

Bé, A.W.H., 1959: Ecology of Recent planktonic foraminfera:part 1—areal distribution in the western North Atlantic. *Micropaleontology*, **5:** 77 – 100.

Bé.A.W.H.1968:Shell porosity of recent planktonic foraminifera as a climatic index.*Science*, **161:**881 – 884.

Bé, A.W.H.and Duplesssy, J.C., 1976:Subtropical convergence fluctuation and Quaternary climates in the middle latitudes of the Indian Ocean.*Science*, **194:**419 – 422.

Bé, A.W.H., 1977: An ecological, Zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *Oceanic Micropaleontology*, **1**,A.T.S.Ramsay(ed.), Acadamic Press, 1 – 100.

Beiser, A., 1975:*Theory and problems of earth sciences.*McGraw – Hill Book Company, 1 – 129.

Ben – Avraham, Z.et al., 1981:Continental accretion:from oceanic plateaus to allochthonous terranes.*Science*, **213:**47 – 54.

Bender, M.L. and Keigwin, L.D.Jr., 1979: Speculations about the upper Miocene change in abyssal Pacific dissolved bicarbonate δ^{13}C.*Earth and Planet. Sci. Letts.*, **45:** 383 – 393.

Benson, R.H., 1975:The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep – sea ostracode assemblages. *Lethaia*, **8:**69 – 83.

Benson, R.H., 1979: In search of lost oceans: A paradox in discovery. *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment*, J.Gray & A.J. Boucot(eds.), Oregon, 379 – 389.

Benson, R.H., 1986:The role of benthic ostracodes in the discovery of major Cenozoic paleoceanographic events(abstract). *Second International Conference on paleoceanography. Abstracts with Program*, Woods Hole.

Benson, R.H., Chapman, R.E. and Deck, L.T., 1983: Ostracode evidence for the origin of the psychrosphere in the South Atlantic. *First International Conference on paleoceanography*, Zürich, 1983, Abstracts

Berger, A.L., 1977: Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, **269:** 44 – 45.

Berger, W.H., 1968: Planktonic foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep – Sea Research*, **15:**31 – 43.

Berger, W.H., 1969:Ecologic patterns of living planktonic Foraminifera. *Deep – Sea Research*, **16:**1 – 24.

Berger, W.H., 1970:Planktonic foraminifera:selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, **8:**111 – 138.

Berger, W.H., 1971: Sedimentation of planktonic foraminifera. *Marine Geology*, **11:**325 – 358.

Berger, W.H., 1972: Deep-sea carbonates: dissolution facies and age-depth constancy. *Nature*, **236**:392-395.

Berger, W.H., 1973:Deep-sea carbonates: evidence for coccolith lysocline. *Deep-sea Research*, **20**: 917-921.

Berger, W.H., 1974: Deep-Sea Sedimentation. *The Geology of Continental Margins*, C.A.Burk and C.D.Drake(eds.), Springer-Verlag, 213-241.

Berger, W.H., 1976: Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. *Treatise on Chemical Oceanography*, J.P. Riley and R.Chester (eds.)Academic Press, **5**:265-388.

Berger, W.H., 1979a:Impact of deep-sea drilling on paleoceanography. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and paleoenvironment*, M.Talwani, W.Hay and W.B.F.Ryan (eds.), American Geophysical Union, 297-314.

Berger, W.H., 1979b:Preservation of foraminifera. *Foraminferal Ecology and paleoecology*, SEPM Short Course No.6., 105-155.

Berger, W.H., 1981: Paleoceanography: the deep sea record. *The sea*, **7**, C.Emiliani (ed.), A Wiley—Interscience Publication, 1437-1519

Berger, W.H., 1985:CO_2 increase and climate prediction: clues from deep-sea carbonates. *Episodes*, **8** (3): 163-168.

Berger, W.H. and Johnson, T.C., 1976:Deep-sea carbonates: dissolution and mass wasting on Ontong-Java Plateau. *Science*, **192**:785-787.

Berger, W.H. and Piper, D.J.W., 1972: planktonic foraminifera: differential settling, dissolution, and redeposition. *Limnology and Oceanography*, **17**: 275-287.

Berger, W.H. and Vincent, E., 1981: Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation: exercises in systematic stratigraphy. *Oceanologica Acta*, Special Number, Proceedings 26th International Geological Congress, Geology of oceans symposium, **1981**, 115-127.

Berger, W.H. and Winterer, E.L., 1974: Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*, K.J.Hsu and H.C.Jenkyns (eds.), Blackwell, 11-98.

Berggren, W.A., 1982: Role of ocean gateways in climatic change. *Climate in Earth History*, National Academy Press, 118-125.

Berggren, W.A. 1984: Paleoceanography comes into its own. *Geotimes*, **1984**:11-12.

Berggren, W.A. et al., **1980**;Towards a Quaternary time scale. *Quaternary Research*, **13**:277-302.

Berggren, W.A. et al., 1985a: Cenozoic geochronology .*Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 1407-1418.

Berggren, W.A., Kent, D.V. and van Convering, J.A., 1985b: The Neogene: part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. *The Chronology of the Geological Record*. N.J.Snelling(ed.), Blackwell, 211-260.

Berggren W.A. and Haq, B., 1976: The Andalusian stage(Late Miocene): Biostratigraphy, Biochronology and paleoecology, *Palaeo.Palaeo.Palaeo.*, **20**: 67-129.

Berggren, W.A. and van Couvering, J.A., 1974:The Late Neogene biostratigraphy, geochronology, and paleoclimatology of the last 15m.y. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, **16**:1 – 126.

Berggren, W.A. and van Couvering J.A., 1978: Biochronology. *Contributions to the Geologic Time Scale,* G.V.Cohee, M.F.Glaessner and H.D.Hedberg(eds.), AAPG, Studies in Geology, **6**:39 – 55.

Biscaye,P.E. and Eittreim, S.L., 1977: Suspended particulate loads and transports in nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. *Marine Geology,* **23**:155 – 172.

Blank, M., Leinen, M. and Prospero, J.M., 1985: Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. *Nature,* **314**:84 – 86.

Blow, W.H., 1956: Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina. Micropaleontology,* **2**: 57 – 70.

Blow, W.H., 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy *Internatl. Conf. planktonic Microfossils, Ist, Geneva 1967, Proc.,* 1:199 – 422.

Blow, W.H., 1970: Validity of biostratigraphic correlations based on the Globigerinacea. *Micropaleontology,* **16**:257 – 268.

Boersma, A., 1978: Foraminfera. *Introduction to Marine Micropaleontology,* B.U.Haq and A.Boersma(eds.), Elsevier, 19 – 77.

Boersma.A., 1984: Companion through Paleocene paleotemperature and carbon isotope sequence and the Cretaceous – Tertiary boundary in the Atlantic ocean. *Catastrophes and Earth History.* W.A.Berggren and J.A.Van Couvering(eds.), Princeton Univ. Press, 247 – 277.

Boersma, A.et al., 1979: Carbon and Oxygen isotope records at Deep Sea Drilling Project site 384 (North Atlantic)—and some Paleocene paleotemperatures and carbon isotope variations in the Atlantic Ocean, *Initial Reports of the DSDP,* **43**:695 – 717.

Bolli, H.M., 1950: The direction of coiling in the evolution of some Globorotaliidae. *Cushman Found. Foram. Res Contr.,* 1:82 – 89.

Bolli, H.M., 1957: Planktonic Foraminifera from the Oligocene – Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B.W.I. *U.S.Natl. Museum Bull.,* **215**:155 – 172.

Bolli, H.M., 1966: Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. *Asoc. Venezolana Geologia, Mineriay Petróleo Bol. Inf.,* **9**:3 – 32.

Bolli, H.M. and Saunders, J.B., 1985:Oligocene to Holocene low latitude plankitic foraminifera. *Plankton Stratigraphy,* H.M.Bolli, J.B.Saunders & K.Perch – Nielsen(eds.), Cambridge University Press. 155 – 262.

Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch – Nielsen, K., 1985: Comparison of zonal schemes for different fossil groups. *Plankton Straitgraphy,* Cambridge University Press, 3 – 10.

Boltovskoy, E., 1959: Foraminifera as biological indicators in the study of ocean currents. *Micropaleontology,* **5**:473 – 481.

Boltovskoy, E., and Wright, R., 1976: *Recent Foraminifera.* W.Junk b.v.(ed.), The

Hague, 1 – 515.

Bosellini, A. and Winterer, E.L., 1975: Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic, a genetic model, *Geology* **5,** 279 – 282.

Bowler, J.M., 1976: Aridity in Australia: age, origins and expression in aeolian landforms and sediments. *Earth Sci. Rev.***12:** 279 – 310.

Bowles, F.A., Jack, R.N. and Carmichael, I.S.E., 1973:Investigation on deep – sea volcanic ash layers from Equatorial Pacific cores. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84:**2371 – 2388.

Boyle, E., 1986: Cadmium: chemical tracer of deep water paleoceanography (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program,* Woods Hole.

Bramlette, M.N. and Riedel, W.R., 1954: Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Jour. Paleontology,* **28:** 385 – 403.

Brenneke,J.C. and Anderson.T.F., 1977: Carbon isotope variations in pelagic carbonates(Abstract). *Transactions American Geophysical Union,* **58:** 415.

Brewster, N.A., 1983: The determination of biogenic opal in high latitude deep sea sediments. *Siliceous Deposits in the Pacific Region,* A. Iijima, J.R.Hein and R.Siever (eds.), *Developments in the Sedimentology,* **36:**Elsevier, 25 – 43.

Broecker, W.S., 1982: Glacial to interglacial changes in ocean chemistry *Prog.Oceanog.,***11:** 151 – 197.

Broecker, W.S., 1984: Carbon dioxide circulation through ocean and atmosphere. *Nature,* **308:** 602.

Broecker.W.S.,and Ku.T.L., 1969: Caribbean cores P6304 – 8 and P6304 – 9. New analysis of absolute chronology. *Science,* **166:** 404 – 406.

Broecker, W.S.,and van Donk, J., 1970: Insolation changes, ice volumes and the O^{18} record in deep – sea cores. *Reviews of Geophys. and Space Phys.*, **8:** 169 – 197.

Buccheri, G., 1984: Pteropods as climatic indicators in Quaternary sequnces: a Lower – Middle Pleistocene sequence outcroping in Cava Puleo (Ficarazzi, Palermo, Italy). *Palaeo. Palaeo.Palaeo.*, **45:** 75 – 86.

Burbank, D.W. and Li, J., 1985: Age and palaeoclimatic significance of the loess of Lanzhou, north China. *Nature,* **316:** 429 – 431.

Burckle, L.H., 1978: Marine diatoms. *Introduction to Marine Micropaleontolgy,* B.U.Haq and A. Boersma (eds.). Elsevier), 245 – 266.

Burdett, J.W., Arthur, M.A. and Scholle, P.A., 1986: Assessing the Cretaceous ocean chemical record with inoceramids (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program,* Woods Hole.

Caron, M., *1985:* Cretaceous planktic foraminifera. *Plankton Stratigraphy,* H.M.Bolli, J.B.Saunders and K.Perch – Nielsen(eds.), Cambridge University Press,17 – 86.

Carter, A.N., 1978: Phosphatic nodule beds in Victoria and the Late Miocene – Pliocene eustatic event, *Nature.* **276:** 258 – 259.

Casey, R.E., 1971: Radiolarians as indicators of past and present water masses. *The Micropalaeontology of Oceans,* B.M.Funnell and W.R.Riedel (eds.), Cambridge,

331 -341.

Casey, R.E., 1977: The ecology and distribution of Recent Radiolaria. *Oceanic Micropalaeontology*, **2**, A.T.S.Ramsay (ed.) Academic Press, 809–845.

Chen, C., 1971: Distribution of shell-bearing pteropods in the oceans. *Micropalaeontology of Oceans* (abstract), B.M. Funnell and W.R.Riedel (eds.), Cambridge, 161.

Ciesielski, P.F. and Grinstead, G.P., 1986: Pliocene variations in the position of the Antarctic convergence in the Southwest Atlantic. *Paleoceanography, 1* (2): 197–232.

Clark, D.L., Byers, C.W. and Pratt, L.M., 1986: Cretaceous black mud from the Central Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **1**(3); 265–271.

CLIMAP Project Members, 1976: The surface of the ice age earth. *Science*, **191**: 1131–1137.

CLIMAP Project Members, 1984: The last interglacial ocean. *Quaternary Research*, **21**: 123–224.

Cook, H.E. and Enos, P.(eds.), 1977: *Deep-Water Carbonate Environments*, SEPM Spec.Publ. 25.

Corliss, B.H., 1985: Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, **314**:435 - 438.

Corliss, J.B., Baross, J.A. and Hoffman, S.E., 1981: An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth. *Oceanologica Acta*, **1981**, No SP: 41 -46.

Coulbourn, W.T., Parker, F.L. and Berger, W.H., 1980: Faunal and solution patterns of planktonic Foraminifera in surface sediments of the North Pacific. *Mar.Micro*,**5**:329–399.

Covey,C., 1984: The Earth's orbit and the ice ages. *Sci.Am.* **250**: 42 -50.

Curray, R.R., 1966: Glaciation about 3,000,000 years age in the Sierra Nevada. *Science*, **154**: 770–771.

Curray, J.R., et al., 1982: Structure, tectonics and geological history of the northeastern Indian Ocean. *Ocean Basins and Margins, The Indian Ocean*, A.E.M.Nairn and F.G.Stehli (eds.), Pleum Press, **6**:399 -450.

Curry, W.B., 1986: Changes in the distrbution $\delta^{13}C$ of ΣCO_2 between the Last Glaciation and the Holocene(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, September 6–13*, 1986, Woods Hole., Abstracts.

Curtis, C.D., 1980: Diagenetic alteration in black shales. *Journal of the Geological Society of London*, **137**: 189–194.

Dansgaard, W. and Tauber, H., 1969: Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperature. *Science*, **166**:499- 502.

Davies, T.A. and Kidd, R.B., 1977: Sedimentation in the Indian Ocean through time. *Indian Ocean Geology and Biostratigraphy*, J.R.Heirtzler et al.(eds.), American Geophysical Union, 61–85.

Davies, T.A.et al., 1977: Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science*, **197**: 53–55.

De, R., et al., 1984: Thermoluminescence ages of oceanic carbonate sediments – oozes and chalks, from DSDP sites 216,217,219 and 220 in the northern Indian Ocean. *Modern Geology*, **8:** 207 – 215.

Dean, W.A. and Gardner.J.V., 1982: Origin and geochemistry of redox cycles of Jurassic to Eocene age, Cape Verde basin (DSDP/site367), continental margin of north – west Africa. *Nature and Origin of Cretaceous carbon – rich Facies*, S.O Schlanger and M.B.Cita (eds.), Academic Press, 55 – 78.

Degens, E.T., Williams, E.G. and Keith, M.L., 1957: Environmental studies of carboniferous sediments. part 1: Geochemical criteria for differentiating marine from fresh – water shales.*A.A.P.G., Bull.* **41:**2427 – 2455.

Delaney, M.L. and Boyle, E.A., 1986: Tertiary paleoceanic chemical variability: unintended consequences of simple geochemical models(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Delmas, R.J., Ascencio, J.M. and Legrand, M., 1980: Polar ice evidence that atmospheric CO_2 20,000 yr BP was 50% of present. *Nature*, **284:**155 – 157.

Depaolo.D.J., et al, 1983:Rb – Sr, Sm – Nd, K – Ca, O, and H isotope study of Cretaceous – Tertiary boundary sediments caravaca, Spain: evidence for an ocean impact site. *Earth and Planet.Sci.Letts.*, **64:** 356 – 373.

Diester – Haass, L. and Schrader, H.J., 1979:Neogene coastal upwelling history off Northwest and Southwest Africa. *Marine Geology*, **29:** 39 – 53.

Donnelly, T.W., 1982: Wroldwide continental denudation and climatic deterioration during the late Tertiary: evidence from deep – sea sediments. *Geology*, **10:** 451 – 454.

Douglas, R.G. and Savin, S.M., 1975: Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. *Initial Reports of the DSDP*, **32:**509 – 520.

Douglas, R.G. and Savin, S.M 1978: Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktonic foraminifera *Mar. Micro paleontol.*, 3: 175 – 196.

Douglas, R. and Woodruff, F., 1981: Deep – sea benthic foraminfera. *The Sea*, A wiley – Interscience Publication, 7 (C.Emiliani ed.):1233 – 1327.

Duplessy, J. – C. and Shackleton, N.J., 1985: Response of global deep – water circulation to Earth's climatic change 135,000 – 107,000 years ago. *Nature*, **316:**500 – 507.

Edmond, J.M.,and Gieskes, J.M., 1970: On the calculation of the degree of saturation of sea water with respect to calcium carbonate under *in situ* conditions. *Geochim et Cosmochim. Acta*, **34:**1261 – 1291

Edmond, J.M. et al., 1982: Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, **297:**187 – 191.

Ellwood, B.B., and Ledbetter, M.T., 1979: Paleocurrent indicators in deep sea sediment. *Science*, **23:** 1335 – 1337.

Emiliani, C., 1954: depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. *Am.J.Sci.*, **252:**149 – 158.

Emiliani, C., 1955: Pleistocene temperatures. *J.Geol.*, **63**:538–578.

Emilian, C., 1966: Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304–8 and P6304–9 and a gerneralized temperature curve for the past 425,000 years. *J.Geol.*, 74 (2):109–126.

Emiliani, C., 1966: Isotopic paleotemperatures. *Science*, **154**:851–857.

Emiliani, C., 1977: Oxygen isotopoic analysis of the size fraction between 62 and 250 micrometer in Caribbean cores P6304–8 and P6304–9. *Science*, **198**: 1255–1256.

Emiliani, C., 1980: Death and Renovation at the end of the Mesozoic. *EOS*, **61**: 505–506.

Emiliani, C. and Shackleton, N.J., 1974: The Brunches epoch: isotopic paleotemperature and geochronology. *Science*, **183**: 511–514.

Episodes Staff, 1982: Marine stratigraphy from continents and oceans. *Episodes*, **1982**:24–25.

Epstein, S.,et al., 1953: Revised carbonate–water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.* **64**: 1315–1326.

Erlenkeuser, H. and Müller, P.J., 1985: Paleoproductivity and the carbon isotope composition of benthonic foraminfera shells (abstract). *TERRA cognita*, **5**: 58.

Fenner, J., 1985: Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms. *Plankton Stratigraphy, H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch–Nielsen (eds.)*, Cambridge University Press, 713–762.

Fischer,A.G., 1984: The two phanerozoic supercycles.*Catastrophes and Earth History*, W.A.Berggren and J.A.van Couvering (eds.), Princeton Univ. Press, 129–149.

Folk, R.L. and McBride, E.F., 1978: Radiolarites and their relation to subjacent"ocean crust"in Liguria, Italy. *J.Sed. Petrol.* **48**: 1069–1102.

Foreman, H.P., 1981: Radiolaria. *The sea*, A wiley–Interscience Publication, 7 C.Emiliani (ed.): 1121–1144.

Foster, R.J., 1974: Eocene echinoids and the Drake passage. *Nature*, **249**:751.

Frakes, L.A. and Kemp, E.M., 1973: Paleogene continental positions and evolution of climate. *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, **1**, D.H.Tarling and S.K.Runcorn (eds.) Academic Press, 1–539.

Francheteau, J., et al., 1970: Magnetization of Pacific seamounts: a preliminary polar curve for the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, **75**: 2035–2061.

Ganapathy, R., 1983: The Tunguska explosion of 1908: discovery of meteoritic debris near the explosion site and at the pole. *Science*, **220**: 1158–1161.

Ganssen, G. and Sarnthein, M., 1983: Stable–isotope composition of foraminifers: the surface and bottom water record of coastal upwelling. *Coastal Upwelling, its Sediment Record*, Part A, E.Suess and J.Thiede (eds.), Plenum Press, 99–121.

Gao, L. and Can, S., 1986: Late Quaternary sedimentary environment in Okinawa Trough (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Gardner, J.V., 1975: Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the **Eastern**

Equatorial Atlantic. *Cushman Found. Foram. Res., spec. pub.* **13:** 129 – 141.

Garrison, R.E., 1974: Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. *pelagic sediments:on Land and under the Sea,* K.J. Hsü and H.C.Jenkyns(eds.), *Internat Assoc.Sedimentologists,* Spec. Pub. 1, 367 – 400.

Gartner, S., 1978: Nannofossil biostratigraphy: an overview. *Earth Sci. Rev.,* **13:** 227 – 250.

Gartner, S., 1981: Calcareous nannofossils in marine sediments. *The Sea, 7:* C. Emiliani (ed.), A Wiley – Interscience Publication, 1145 – 1177.

Geitzenauer, K.R., Roche, M.B. and McIntyre, A., 1976: Modern Pacific coccolith assemblages: derivation and application to Late Pleistocene paleotemperature analysis. *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology,* R.M.Cline and J.D.Hays (eds.), *Geol Soc Am.. Memoir.* **145:** 423 – 448.

Geophysicsl Study Committee et al., 1982: *Climate in Earth History.* National Academy Press, 1 – 198.

Gerard, R., 1966: Salinity in the ocean. *The Encyclopedia of Oceanography,* R.W. Fairbridge(ed.), Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., 758 – 763.

Gerstel, J. et al., 1986: The Cretaceous/Tertiary boundary event in the North Pacific: planktonic foraminiferal results from Deep Sea Drilling Project site 577, Shatsky Rise. ***Paleoceanography,*** **1(2):**97 – 117.

Gilbert, M.W. and Clark, D.C., 1983: Central Arctic Ocean Paleoceanographic interpretations based on late Cenozoic calcareous dinoflagellates.*Mar. Micropaleontol.,* **7:** **385** – **401**.

Glasby, G.P., 1977: why manganese nodules remain at the sediment – water interface. *New Zealand Journal of science,* **20:** 187 – 190.

Glasby, G.P. and Read, A.J., 1976. Deep – sea manganese nodules. *Handbook of strata – bound and stratiform ore deposite* Chapter 7, Elsevier, 295 – 340.

Glasby, G.P. et al., 1982: Manganese nodule formation in Pacific Ocean: a general theory.*Geo – Marine Letters,* 2, 47 – 53.

Graham, D.W., Bender, M.L. and D.F. Williams, 1982: Strontium – calcium ratios in Cenozoic planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **46:**1281 – 1292.

Granlund, A.H., 1983: Morphologic parameters of the radiolarian *Antarctissa* ***denticulata – A. strelkovi* complex** as paleoclimatological indices in the Southern Ocean. *First International Conference on Paleoceanography,* Zürich 1983, Abstracts.

Grazzini, C.V., 1975:^{18}O change in foraminifera carbonates during the last 10^5 years in Mediterranean sea. *Science,* **190:**273 – 274.

Gretener.P.E., 1984: reflections on the "rare event"and related concepts in geology. ***Catastrophes and** Earth History,* W.A.Beggren and J.A.van Couvering (eds.) Princeton Univ. Press, 77 – 89.

Grunau, H.R., 1965: Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Eclogae Geol. Helv.,* 58:157 – 208.

Gupta, S.K. and Polach, H.A., 1985:*Radiocarbon dating practices at ANU.*

Australia National University, Canberra. 1–173.

Habib, D., 1982: Sedimentary supply origin of Cretaceous black shales. *Nature and Origin of Cretaceous Carbon - rich Facies*, S.O.Schlanger and M.B.Cita(eds.), Academic Press, 113–127.

Hallam, A., 1980: *Facies interpretation and the stratigraphic recrod.* W.H.Freeman and Company, 1–291.

Haq, B.U., 1973: Transgressions, Climatic change and the diversity of calcareous nannoplankton. *Marine Geology*, **15:** M25–M30.

Haq, B.U., 1978: Silicoflagellates and Ebridians. *Introduction to Marine Micropaleontology*, B.U. Haq and A. Boersma (eds.), Elsevier, 267–275.

Haq.B.U., 1981: Paleogene paleoceanography–Early Cenozoic oceans revisited. *Oceanologica Acta*, **4:**71–82.

Haq, B.U., 1984: Paleoceanography: a synoptic overview of 200 million years of ocean history. *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan*, B.U., Haq and J.D.Milliman (eds.), VNR/*SAE*, *201–231*.

Haq, B.U. and Lohmann, G.P., 1976: Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, **1:**119–194.

Haq.B.U. et al., 1980: Late Miocene marine carbon–isotope shift and synchroneoty of some phytoplanktonic biostratigraphic events. *Geology*, **8:** 427–431.

Hardenbol.J., Vail, P.R. and Loutit, T.S., 1986: Sequence stratigraphy: an intergrated approach to global stratigraphic correlation(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Harland, W.B. et al., 1982: *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press, 1–131.

Harmon.R.S. et al., 1981: Bermuda sea level during the last interglacial. *Nature*, **289:** 481–483.

Harms, J.G., 1969: Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc.Am. Bull.*, **80:** 363–396.

Harvey, J.G., 1982: *Atmosphere and Ocean: Our fluid environments*, Artemis Press, 1–144.

Hay, W.W.(ed.), 1974: Studies in palaeooceanography. *Soc.Econ.paleontol. Mineral Spec Publ.*, 20.

Hay, W.W., 1977: Calcareous nannofossils. *Oceanic Micropaleontology*, A.T.S.Ramsay (ed.), Academic Press, **2:** 1055–1200.

Hays, J.D., 1971: Faunal extinctions and reversals of the earth's magnetic field. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82:**2433–2447.

Hays, J.D., Imbrie, J. and Shackleton, N.J., 1976: Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages, *Science*, **194:**1121–1132.

Hays, J.D. and Opdyke, N.D., 1967: Antarctic Radiolaria, magnetic reversals and climatic change. *Science*, **158:** 1001–1011.

Hays, J.D. et al., 1969: Plio–Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: their

paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Am.Bull.*, **80**: 1431 – 1514.

Heath, G.R., 1969: Mineralogy of Cenozoic deep – sea sediments from the equatorial Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**: 1997 - 2018.

Heath, G.R., 1974: Dissolved silica and deep – sea sediments. *Studies in Paleooceanography*, W.W.Hay(ed.). SEPM, spec publ. **20**: 77 - 93.

Heath, G.R and Dauphin, J.P., 1986: Eolian imprint on the elemental composition and mineralogy of North Pacific clay sediments(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Hedberg, H.D.(ed.), 1971: *Preliminary Report on biostratigraphic units:* International Geological Congress, Montreal, Canada, Report 5 (Internatl. Subcomm. Strat. Classification), 1 – 50.

Hennig, G.J and Grun, R, 1983: ESR dating in Quaternary geology. ***Quaternary* *Science Reviews***, **2**: 157 – 238.

Herbert, T.D. and Fischer, A.G., 1986: Milankovitch climatic origin of Mid Cretaceous black shale rhythms in Central Italy. *Nature*, **321**: 739 - 743.

Herman, Y., 1971: Vertical and horizontal distribution of pteropods in Quaternary sequences. *Micropaleontology of Oceans*, B.M. Funnell and W.R.Riedel (eds.), Cambridge, 463 – 486.

Herman, Y., 1978: Pteropods.*Introduction to Marine Micropaleontology*, B.U.Haq and A.Boersma (eds.), Elsevier, 151-159.

Heusser, L.E. and Morley, J.J., 1985: Pollen and radiolarian records from deep – sea core RC14 – 103: climatic reconstructions of Northeast Japan and Northwest Pacific for the last 90,000 years. *Quaternary Research*, **24**:60 - 72.

Hodell, D.A., Elmstrom, K.M. and Kennett, J.P., 1986: Latest Miocene benthic $\delta^{18}O$ changes, global ice volume, sea level and the "Messinian salinity crisis". *Nature*, **320**: 411 - 414

Hodell, D.A. and Kennett, J.P., 1986: Late Miocene – Early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the South Atlantic and Southwest Pacific Oceans: a synthesis. *Paleoceanography* 1(3):285 - 311.

Hoefs, J., 1980. *Stable Isotope Geochemistry*. Second edition. Springer – Verlag, 1 - 208.

Hoefs, J., 1982: Isotope geochemistry of carbon. *Stable Isotopes*, H. – L.Schmidt, H.Förstel and K.Heinzinger(eds.), Elsevier, 103 – 113.

Holland, H.D., 1976: The evolution of seawater. *The Early History of the Earth*, B.F.Windley (ed.), John Wiley & Sons, 559 - 567.

Hollister, C.D. and McCave, I.N., 1984: Sedimentation under deep – sea storms. *Nature*, **309**:220 - 225.

Honjo, S., 1976: Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleontol.*, **1**:65 - 79.

Hooghiemstra, H. and Agwu, C.O.C, 1986: Present isopollen maps as a key for records of atmospheric circulation in the area of NW Africa during the late Quaternary(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts*

with Program, Woods Hole.

Hornibrook, N.de, B.et al., 1984: Third International Meeting on Pacific stratigraphy, New Zealand, 1983: collected papers. *Palaeo.,Palaeo.,Palaeo.*, **46**:1 - 231.

Hsü, K.J., 1972: When the Mediterranean dried up. *Sci.Am.*, **227**:27 - 36.

Hsü, K.J., 1976: Paleoceanography of the Mesozoic Alpine Tethys. *Geol. Soc. Am.*, Special Paper,170,1 - 44.

Hsü, K.J., 1980: Terrestral catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous. *Nature*, **285**:201 - 203.

Hsü, K.J., 1981: Origin of geochemical anomalies at Cretaceous-Tertiary boundary, asteroid or cometary impact? *Oceanol Acta*, **4**:129 - 133.

Hsü, K.J., 1982: Thirteen years of Deep-Sea Drilling, *Ann.Rev. Earth Planet. Sci.*, **10**:109 - 128.

Hsü.K.J., 1983: Actualistic catastrophism *Sedimentology*, **30**:3 - 9.

Hsü, K.J. and Andrews, J.E., 1970: Lithology. A.E.Maxwell et al.. (eds.) *Initial Reports of DSDP*, **3**: 445 - 453.

Hsü, K.J. et al., 1977: History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, **267**:399 - 403.

Hsü, K.J. et al., 1985:"Strangelove Ocean" before the Cambrian explosion. *Nature*. **316**:809 - 811.

Hsü K.J. and Mckenzie, J.A., 1986: Rare events in geology discussed at meeting. *Geotimes*, **1986**(3): 11 - 12.

Huang, T.C., Watkins, N.D. and Shaw, D.M., 1975: Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: volcanism in Sub-Antarctic latitudes of the South Pacific during Late Pliocene and Pleistocene time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**: 1305 - 1315.

Huang, T.C. and Watkins, N.D., 1977: Contrasts between the Brunches and Matuyama sedimentary records of bottom water activity in the South Pacific. *Marine Geology*, **23**:113 - 132.

Huang Yipu et al., 1983: Determination of sedimentation rates of continental shelf in the East China Sea using 210 Pb dating technique. *Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea*, 580 - 589.

Hughes, D.W. 1979: Earth's cratering rate. *Nature*, **281**: 11.

Huntley,D.J. and Johnson, H.P., 1976: Thermoluminescence as potential means of dating siliceous ocean sediments. *Canadian J. Earth Sci.*, **13**:593 - 596.

Huston, W.H., 1978: Application of transfer functions to Indian Ocean planktonic foraminifera. *Quaternary Research*, **9**:87 - 112.

Iijima, A., Hein, J.R. and Siver, R., 1983: An introduction to siliceous deposits in the Pacific region. *Siliceous Deposits in the Pacific Region*, A. Ijima., J.R. Hein. and R.Siever(eds.), *Developments in the sedimentology*, **36**:1 - 6.

Imbrie, J. and Kipp,N.G., 1971: A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. *The late Cenozoic*

Glacial Ages, K.K. Turekian (ed.), Yale Univ. Press, 71 – 181.

Ingle, J.C.Jr., 1967: Foraminiferal biofacies and the Miocene – Pliocene boundary in southern California. *Am. Paleontol. Bull.*, **52**: 217 – 394

Ingle, J.C., Jr., 1973: Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy and paleo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean. *Initial Reports of the DSDP*, **18**: 949 – 960.

Ishizaki, K., 1977: Distribution of Ostracoda in the East China Sea – a justification for the existence of the Paleo – Kuroshio current in the Late Cenozoic. *Sixth Intern. Ostracod Symp. Saalfeden*, 425 – 440.

Jenkyns, H.C., 1974: Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*. K.J. Hsü and H.C. Jenkyns (eds.), *Internat. Assoc. Sedimentologists*, Spec. Pub, **1**, 249 – 272.

Jenkyns, H.C., 1980: Cretaceous anoxic events: from continents to ocean. *Journal of the Geological Society of London*, **137**: 171 – 188.

Jenkyns, H.C., 1986: Palaeoceanography and the pelagic record. *Sedimentary Environments and Facies* (Second Edition), H.G. Reading(ed)., Blackwell Scientific Publ., 390 – 395.

Jenkyns H.C. and Hsü, K.J., 1974: Pelagic sediments: on land and under the sea: Introduction, *Pelagic sediments: on Land and under the Sea*, K. J., Hsü and H.C, Jenkyns(eds.), *Internat. Assoc. Sedimentologists*, Spec. Pub. **1**, 1 – 10.

Johnson, D.A., 1972: Ocean floor erosion in the Equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull*, **83**:3121 – 3144.

Johnson, T.C., 1974: The dissolution of siliceous microfossils in surface sediments of the Eastern Tropical Pacific. *Deep – Sea Res.*, **21**: 851 – 864.

Johnson, D.A. and Knoll, A.H., 1974: Radiolaria and paleoclimatic indicators: Pleistocene climatic fluctuations in the Equatorial Pacific Ocean. *Quaternary Research*, **4**:206 – 216.

Jousé, A.P., Kozlova, O.G. and Muhina, V.V., 1971: Distribution of diatoms in the surface layer of sediment from the Pacific Ocean. *The Micropalaeontology of Oceans*, B.M.Funnell and W.R.Riedel(eds.), Cambridge, 263 – 269.

Kastens, K.A. and Cita, M.B., 1981: Tsunami – induced sediment transport in abyssal Mediteranean sea. *Geol. Soc.Am. Bull.*, **92**:845 – 857.

Kauffman. E.G., 1984: The fabric of Cretaceous marine extinctions. *Catastrophes and Earth History*, W.A., Berggren and J.A.van Couvering(eds.), Princeton Univ. Press, 151 – 246.

Kenn.D.E., Harmon. R.S. and Andrews. J.T., 1981: U series and amino acid dates from Jersey. *Nature*, **289**:162 – 164.

Keigwin, L.D.Jr., 1979: Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP sites from the East Equatorial and central North Pacific Ocean. *Earth and Planet. Sci. Letts*, **45**:361 – 382.

Keigwin, L.D.Jr, 1980: Palaeoceanographic change in the Pacific at the Eocene-Oligocene boundary. *Nature*, **287**:722 – 725.

Keigwin, L.D.Jr., Bender, M.L. and Kennett, J.P., 1979: Thermal structure of the deep Pacific ocean in the early Pliocene. *Science*,**205**:1386 – 1388.

Keller, G., 1980: Middle to Late Miocene planktonic foraminifera datum level of the Equatorial and Subtropical Pacific. *Micropaleontology*, **26**:372 – 391.

Keller. G., 1986: Paleoceanographic implications of Middle Eocene to Pliocene hiatuses (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*. Woods Hole.

Keller, G. and Barron, J.A., 1983: Paleoceanographic implications of Miocene deep sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**: 590 – 613.

Kennett, J.P., 1966: Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctic. *Science*, **153**:191 – 193.

Kennett, J.P., 1968: *Globorotalia truncatulinoides* as a paleo – oceanographic index. *Science*, **159**:1461 – 1463.

Kennett, J.P., 1981: Marine tephrochronology. *The Sea*, A wiley – Interscience Publication, **7**(C.Emiliani, ed.):1373 – 1436.

Kennett, J.P. 1982: *Marine Geology*. Prentice – Hall, 1 – 813.

Kennett. J.P., 1983: Paleo – oceanography: global ocean evolution. *Reviews of Geophysics and Space Physics*,**21**:1258 – 1274.

Kennett. J.P. (ed.), 1985: The Miocene ocean: paleoceanography and biogeography *Geol. Soc. Amer., Memoir*, **163**:1 – 337.

Kennett, J.P. and Huddlestun, P., 1972: Late Pleistocene Paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, Western Gulf of Mexico. *Quaternary Research*, **2**:38 – 69.

Kennett, J.P. and Srinivasan, M.S., 1983: *Neogene Planktonic Foraminifera: a Phylogenic Atlas*. Hutchison Ross,1 - 263.

Kennett, J.P. and Thunell, R.C., 1975: Global increase in Quaternary explosive volcanism. *Science*, **187**:497 – 503

Kennett,J.P. and Thunell, R.C., 1977: On explosive Cenozoic volcanism and climatic implications. *Science*, **196**:1231 – 1234.

Kennett, J.P. and Vella, P., 1975: Late Cenozoic planktonic foraminifera and paleoceanography at DSDP site 284 in the cool subtropical South Pacific. *Initial Reports of the DSDP*. **29**:769 – 782.

Kennett, J.P. and Watkins, N.D., 1970: Geomagnetic polarity change, volcanic maxima and faunal extinction in the South Pacific. *Nature*, **227**: 930 – 934.

Kennett, J.P. and Watkin, N.D., 1974: Late Miocene – Early Pliocene paleomagnetic stratigraphy, paleoclimatology, and biostratigraphy in New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**: 1385 – 1398.

Kennett, J.P. and Watkins, N.D., 1976: Regional deep – sea dynamic processes recorded by Late Cenozoic sediments of Southeastern Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*,

87:321 – 339.

Kennett, J.P. et al., 1979: Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic history and volcanic ash stratigraphy: DSDP Site 284, South Pacific. *Am. J.Sci.*, **279**:52 – 69.

Kerr, R.A., 1984: Carbon dioxide and the control of ice ages. *Science*, **223**:1053 – 1054.

King, J.W. et al., 1986: The use of paleomagnetic and rock – magnetic stratigraphy in studies of Late – Neogene climate (abstract). *Second International conference on Paleoceanography, Abstracts with.Program*, Woods Hole.

Kipp, N.G., 1976: New transfer functions for estimating past sea – surface conditions from sea – bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **145**:3 – 41.

Killingey, J.S., 1983: Effects of diagenetic recrystallization on $^{18}O/^{16}O$ values of deep – sea sediments. *Nature*,**301**: 594 – 597.

Kling, S.A., 1978: Radiolaria. *Introduction to Marine Micropaleontology* B.U.Haq and A. Boersma (eds.), Elsevier, 203 – 244.

Koepnick, R.B., Denison, R.E. and Dahl, D.A., 1986: Construction of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$: implications for high – resolution correlation of Cenozoic marine strata (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*. Woods Hole.

Kolla, V., Biscaye, P.E. and Hanley, A,F., 1978: Distribution of quartz in late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate. *Quaternary Research*, **10**:261 – 277.

Kukla, G.J., 1977: Pleistocene land – sea correlations. I. Europe. *Earth Sci. Rev.*, **13**:307 – 374.

Larson, R.L. and Pitman, W.C. III, 1972: Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 3645 – 3661.

Lash, G.G., 1986: Possible significance of Early Paleozoic fluctuations in bottom current intensity, Northwest Iapetus Ocean. *Paleoceanography*, 1(2):119 – 135.

Leg 94 Scientific Party, 1984: DSDP drilling and studies paleoclimate, *Geotimes*, **29**: 16 – 18.

The Leg 104 Shipboard Scientific Party, 1986: Ocean drilling program: formation of the Norwegian Sea. *Nature*, **319**:360 – 361.

Leggett, J.K., 1985: Deep – sea pelagic sediments and palaeo – oceanography: a review of recent progress. *Sedimentology: Recent Development and Applied Aspects*, P.J.Brenchley and B.P.J. Williams(eds.), Oxford, The Geological Society, 95 – 121.

Leinen, M., 1977: A normative calculation for determining opal in deep sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**:671 – 676.

Leinen, M. and Heath, G.R., 1981: Sedimentary indicators of atmospheric activity in the Northern Hemisphere during the Cenozoic. *Palaeo.Plaeo.Palaeo.* **36**:1 – 21.

Lindstrom, D.R. and MacAyeal, D.R., 1986: Paleoclimatic constraints on the maintenance of possible ice – shelf cover in the Norwegian and Greenland Seas. *Paleoceanography*, 1(3):313 – 337.

Lisitzin, A.P., 1971: Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. *The Micropaleontology of Oceans*, B.M. Funnell & W.R. Riedel(eds.),

Cambridge University Press, 173 – 218.

Lisitzin, A.P., 1972: *Sedimentation in the World Ocean. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists,* Tulsa, Spec. Pub,**17**:1 – 218.

Liu Tungsheng et al., 1985: The loess – paleosoil sequence in China and climatic history. *Episodes,* **8**:21 – 28.

Lonsdale, P. and Malfait, B., 1974: Abyssal dune of foraminiferal sand on Carnegie Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**:1697 – 1712.

Lonsdale, P. and Spiess, F.N., 1977: Abyssal bedforms explored with a deeply towed instrument package. *Marine Geology,* **23**:57 – 75.

Lord, A.R.(ed.) 1982: *A Stratigraphic Index of Calcareous Nannofossils.* Ellis Horwood, England, *1 – 192.*

Luyendyk, B.P., Forsyth, D. and Phillips, J.D., 1972: Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83:** 2649 – 2664.

Luz, B. and Shackleton, N.J., 1975: $CaCO_3$ solution in the tropical East Pacific during the past 130,000 years. *Cushman Found.Foram. Res.* Spec. pub. **13**:142 – 150.

Mackenzie, F.T., 1975: Sedimentary cycling and the evolution of sea water. *Chemical Oceanography,* J.P. Riley and G. Skirrow (eds.), Academic Press, **1**:309 – 364.

Malmgrem, B.A., and Kennett, J.P., 1978: Test size variation in *Globigerina bulloides* in response to Quaternary palaeoceanographic changes. *Nature,* **275**:123 – 124.

Malmgren, B.A., and Kennett, J.P., 1981: Phyletic gradualism in a Late Cenozoic planktonic foraminiferal lineage: DSDP Site 284, southeast Pacific. *Paleobiology,* **7**: 230 – 240.

Martini, E., 1971: The occurrence of Pre – Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Nature,* **225**:289 – 290.

Martini, E., 1977: Systematics, distribution and stratigraphical application of Silicoflagellates. *Oceanic Micropaleontology,* A.T.S. Ramsay(ed.), Academic Press, **2**:1327 – 1343.

McCave, I.N. and Hollister, C.D., 1985: Sedimentation under deep – sea current system: pre – HEBBLE ideas. *Marine Geology,* **66**:13 – 24.

McCave, I.N. and Lever, A., 1986: Wind vigour over the southern North Atlantic during the last 135 my(abstract).*Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program,* Woods Hole.

McCave, I.N. et al., 1980: Sediment transport over Hatton and Gardar contourite drifts, *Journal of Sedimentary Petrology,* **50**:16 – 18.

McCoy, F.W. and Zimmerman, H.B., 1977: A history of sediment lithofacies in the South Atlantic Ocean. *Initial Reports of the DSDP,* **39**:1047 – 1079.

McDougall, L. and Wensink, H., 1966: Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene – Pleistocene Lavas in Iceland. *Earth and Planet.Sci.Letts.***1**:232 – 236.

McGowran, B., 1978: Stratigraphic record of Early Tertiary oceanic and continental events in the Indian Ocean region. *Marine Geology,* **26**: 1 – 39.

McKenna, M.C., 1980: Eocene paleolatitudes, climate and mammals of Ellesmere Island. *Palaeo Palaeo. Palaeo.,* **30**:349 – 362.

McIntyre, A., 1967: Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation. *Science*, 158:1314 – 1317.

McIntyre, A. and Bé, A.W.H., 1967: Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean – – – I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep – Sea Research*, 14:561 – 597.

McIntyre, A., Ruddiman, W.F. and Jantzen, R., 1972: Sothward penetrations of the North Atlantic Polar Front: faunal and floral evidence of large – scale surface water mass movements over the last 225,000 years.*Deep – Sea Research*, 19:61 – 77.

Mead, G.A. and Tauxe, L., 1986: Oligocene paleoceanography of the South Atlantic: paleoclimatic implications of sediment accumulation rates and magnetic susceptibility measure ments. *Paleoceanography*, 1:(3):273 – 284.

Mercer, J.H., 1978: West Antarctic ice sheet and CO_2 greenhouse effect: A threat of disaster. *Nature*, 271:321 – 325.

Meyers, P.A., 1983: Organic geochemistry of sediments recovered by DSDP/IPOD leg 75 from under the Benguela current. *Coastal Upwelling, its Sediment Record*, Part B,E. Suess and J.Thiede (eds.), Plenum Press, 453 – 466.

Miller, G.H. et al., 1986: Pleistocene bottom – water temperature changes deduced from amino acid racemization in Foraminifera (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Mix, A.C., Ruddiman, W.F. and McIntyre, A., 1986: Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 1: spatial variability of annual mean sea – surface temperature, 0 – 20,000 years B.P. *Paleoceanography*, 1:(1):43 – 66.

Molina – Cruz, A., 1984: Radiolaria as indicators of upwelling process: the Peruvian connection. *Marine Micropaleontology*, 9:53 – 76.

Moore, T.C. Jr., Pisias, N.G. and Keigwin, L.D.Jr., 1982: Cenozoic variability of oxygen isotopes in benthic foraminifera. *Climate in Earth History*, National Academy Press, 172 – 182.

Moore, T.C. et al., 1978: Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. *Micropaleontology*., 24:113 – 138.

Moore, T.C.Jr. et al., 1980: The reconstruction of sea surface temperature in the Pacific Ocean of 18,000 B.P. *Mar. Micropaleontol.*,5:215 – 247.

Morley, J.J., 1980: Analysis of the abundance of variations of the subspecies of *Cycladophora davisiana*. *Mar. Micropaleontol.* 5:205 – 214.

Morley J.J. and Hays, J.D., 1979: *Cycladophora davisiana:* a stratigraphic tool for Pleistocene North Atlantic and interhemispheric correlation. *Earth and Planet. Sci. Letts.*, 44:383 – 389.

Morley, J., Heusser, L. and Shackleton, N.J., 1986: Variations in northwest winter and southeast summer monsoon climates of the Northwest Pacific and Japan: 150 kyr to present (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts, with Program*, Woods Hole.

Mörner, N. – A., 1981: Revolution in Cretaceous sea level analysis. *Geology*, 9: 344 – 346.

Mörner, N. A., 1983: Sea level. *Mega geomorphology*, R.Gardner and H. Scoging(eds). Oxford,73 - 91.

Mörner. N.-A., 1984: Low sea levels, droughts, and mammalian extinctions. *Catastrophes and Earth History*, Berggren, W.A. and van Couvering, J.A.(ed), Princeton Univ. Press, 387 - 393.

Mörner, N.-A., 1986: Eustasy, relative sea level, shelf-unconformities and deep-sea hiatus(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Morris, T.H.,and Clark, D.L., 1986: Pleistocene calcite lysocline and paleocurrents of the Central Arctic Ocean and their paleoclimatic significance. *Paleoceanography*, **1**:(2): 181 - 195.

Mudie, P.J.et al., 1984: Multivariate analysis and quantitative paleoecology of benthic Foraminifera in surface and Late Quaternary shelf sediments, Northern Canada. *Mar. Micro paleontol.* **8**:283 - 313.

Müller, P.J., and Erlenkeuser, H.1983: Glacial-interglacial cycles in oceanic productivity inferred from organic carbon contents in Eastern North Atlantic sediment cores. *Coastal Upwelling, its Sediment Record*, Part B,E. Suess and J.Thiede(eds.), Plenum Press, 365 - 398.

Müller, J.,and Fabricius, F., 1974: Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep sea: an actualistic model for the formation of some nodular limestones. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*, K.J.Hsü and H.C.Jenkyns (eds.), *Internat. Assoc. Sedimentologists*, Spec. Pub. **1**:235 - 248.

Müller, P.J.,and Suess, E., 1979: Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. I. Organic carbon preservation. *Deep-sea Res*, **26**:1347 - 1362.

Neftel A. et al., 1982: Ice core sample measurements give atmospheric CO_2 content during the past 40,000 yr. *Nature*, **295**:220 - 223.

Nilson, T., 1983: *The Pleistocene--Geology and Life in the Quaternary Ice Age*, D. Reidel Publ.Co., 1 - 651.

Ninkovich, D.,and Shackleton, N.J., 1975: Distribution, stratigraphic position and age of ash layer"L" in the Panama Basin region. *Earth Planet. Sci.Lett.*, **27**:20 - 34.

Nisbet, E.G.,and Price, I., 1974: Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge-derived sediments. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*, K.J. Hsü and H.C. Jenkyns (eds.), *Internat. Assoc. Sedimentologists*, Spec. Pub. **1**, 351 - 366.

Norton, I.O.,and Sclater, J.G., 1979: A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.* **84**:6803 - 6830.

Nowell, A.R M., McCave, I.N. and Hollister, C.D., 1985: Contributions of HEBBLE to understanding marine sedimentation. *Marine Geology*, **66**:397 - 409.

Officer, C.B., and Drake, C.L., 1985: Terminal Cretaceous environmental events, *Science*, **227**:1161 - 1167.

Okada, H.,and Bukry, D., 1980: Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975).

Mar. Micropaleontol. 5:321 – 325.

O'Keefe, J.A., 1980: The terminal Eocene events: formation of a ring system around the Earth. *Nature*, **285**:310 – 311.

Olausson. E., 1971: Quaternary correlations and the geochemistry of oozes. *Micropaleontology of the Oceans*, B.M. Funnel, and W.R, Riedee (eds.), Cambridge University Press. 375 – 398.

Olausson, E. (ed.), 1985: The Oceans during the Last Ice Age. Papers presented at the first Hans Petterson Symposium at Kristineberg, Sweden, June 1984. *Palaeo., Palaeo., Palaeo.*, **50**(2/3),special issue:163 – 332.

Opdyke, N.D., 1972: Paleomagnetism of deep – sea cores. *Review of Geophysics and Space Physics*, **10**:213 – 249.

Owen, R.M. and Rea, D.K., 1985:Sea floor hydrothermal activity links climate to tectonics: the Eocene carbon dioxide greenhouse. *Science*, **227**:166 – 169.

Pautot, G., Renard. V., Daniel, J. and Dupont, J., 1973: Morphology limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African margin. *A.A.P.G. Bull.*,**57**:1658 – 1671.

Perch – Nielsen, K., 1985a: Mesozoic calcareous nannofossils. *Plankton Startigraphy*, H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch – Nielsen (eds.), Cambridge University Press, 329 – 426.

Perch – Nielsen, K., 1985b: Cenozoic calcareous nannofossils. *Ibid.*, 427 – 554.

Perch – Nielsen, K., 1985c: Silicoflagellates. *Ibid.*, 811 – 846.

Peterson, M.N.A., 1966: Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific. *Science*, **154**:1542 – 1544.

Pickard, G.L., 1979: *Descriptive Physical Oceanography*. Aberdeen University Press, 1 – 233.

Piper, D.Z. and Codispoti, L.A., 1975: Marine phosphate deposits and the nitrogen cycle.*Science*, **188**:15 – 18.

Piper, D.Z., Cook, H.E. and Gardner, J.V., 1979: Lithic and acoustic stratigraphy of the Equatorial North Pacific: DOMES sites A,B, and C.*Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*, J.L. Bischoff and D.Z. Piper (eds),Plenum Press; 309—348.

Pisias, N.G., 1978: Paleoceanography of the Santa Barbara Basin during the last 8,000 years. *Quaternary Research*, **10**:366 – 384

Pitman, W.C. III,1978: relationship between eustacy and stratigraphy sequences of passive margins *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**:1389 – 1403.

Poag, C.W. and Mountain, G.S., 1986: Depositional sequences and unconformities of the New Jersey Transect, western North Atlantic margin(abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Pomerol, C. and Premoli - Silva,I., 1986a: The Eocene – Oligocene transition: events and boundary. *Terminal Eocene Events*, C. Pomerol and I.Premali Silva (eds.), Elsevier, 1 – 24.

Pomerol. C. and Premoli - Silva,I., 1986b:The main geological events at the Eocene – Oligocene transition (abstract). *Second International Conference on*

Palaeoceanography, Abstracts with Program, Woods Hole.

Prell, W. L. et al.. 1986: Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 1(2): 137 - 162.

Proceedings of IGCP-114, International Workshop on Pacific Neogene biostratigraphy, **1981:** *Osaka Museum of Natural History*, 1-150

Prospero, J.M., 1981: Eolian transport to the world ocean. *The Sea*, 7, C.Emiliani (ed.) A Wiley-Interscience Publication, 801-874.

Ramsay, A. T., 1973: A history of organic siliceous sediments in oceans. ***Organisms*** *and Continents through Geologic Time*, N.F. Hughes (ed.), Special Paper Paleontol., **12:** 199-234.

Ramsay, A.T.S., 1977: Sedimentological clues to palaeo-oceanography. *Oceanic Micropalaeontology*, A.T.S. Ramsay (ed.), Academic Press, **2:**1371-1453.

Rashid, M.A., 1985: *Geochemistry of Marine Humic Compounds.* **Springer-Verlag, 1-300.**

Raymont, J.E.G., 1980: *Plankton and Productivity in the Oceans.* 2nd Edition, Pergamon Press,**1:**1-489.

Reimers, C.E. and Suess, E., 1983: Spatial and temporal patterns of organic matter accumulation on the Peru continental margin. *Coastal Upwelling, its Sediment Record*, Part B, J.Thiede and E.Suess (eds.), Plenum Press, 311-345.

Reiss, Z. and Hottinger, L.(eds.), 1984: The Gulf of Aquaba-Ecological Micropaleontology.*Ecological Studies* 50, Springer-Verlag, 1-354.

Revelle, R., 1981: Introduction *The Sea*, 7, C.Emiliani (ed.), A Wiley-Interscience Publication, 1-17.

Rex, R.W. et al., 1969: Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian islands and in Pacific pelagic sediments. ***Science***, **163:**277-279.

Rich, J.E. et al., 1986: A significant correlation between fluctuations in seafloor spreading rates and evolutionary pulsations. *Paleoceanography*, **1:**(1)85-95.

Richardson, M.J., Wimbush, M. and Mayer, L., 1981: Exceptionally strong near-bottom flow on the continental rise of Nova Scotian. *Science*, **213:**887-888.

Riedel, W.R. and Sanfilippo, A., 1977: Cainozoic radiolaria. *Oceanic Micropaleontology*, **2:**847-912.

Rind, D. and Peteet, D., 1985. LGM terrestrial evidance and CLIMAP SSTs. Are they consistent? *Quaternary Research*, **24:**1-22

Robertson, A.H.F. and Hudson, J.D., 1974: Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos massif, Cyprus. ***Pelagic Sediments: on Land and under the Sea,*** K.J. Hsü and H.C.Jenkyns (eds.), ***Internat. Assoc. Sedimentologists,*** Spec. Pub. 1:403-436.

Roth, P.H. and Berger, W.H., 1975: Distribution and dissolution of coccoliths in the South and Central Pacific. *Cushman Found. Foram. Res Contr.*, Spec. pub. No.13:87-113.

Roth, P.H. and Coulbourn, W.T., 1982: Floral and solution patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific. *Mar. Micropaleontol.* 7:1-52

Rowley, D.B., lottes, A.L. and Nie, S.-Y., 1986: Paleozoic and Mesozoic reconstructions (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Ruddiman, W.F., 1971. Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: Stratigraphy and faunal paleoclimatology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:283-302.

Ruddiman, W.F., 1977: Late Quaternary deposition of ice-raffed sand in the subpolar North Atlantic(lat. 40° to 65° N). *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**:1813-1827.

Rullkötter, J. et al.,1983: Potential deep sea petroleum source bedsrelated to coastal upwelling. *Coastal Upwelling, its Sediment Record*, Part B,J. Thiede and E.Suess (eds.), Plenum Press, **467**-483.

Russell, D.A., 1977: The biotic crisis at the end of the Cretaceous period. *Syllogeus*, **12**:11-23.

Russell. D.A., 1982: The mass extinctions of the late Mesozoic. *Sci. Am.* **246**:58-65.

Russell. D.A., 1984: Terminal Cretaceous extinctions of large reptiles. *Catastrophes and Earth History*, W.A. berggren and J.A. van Coureving (eds.) Princeton Univ. Press, 373-384.

Ryan,, W.B.F. and Cita, M.B., 1977: Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation.*Mar Geol.*, 23: 197-215.

Sackett, W.M. et al., 1965: Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediment. *Science*, **148**:235-237.

Sancetta, C., 1983a: Fossil diatoms and the oceanography of the Bering Sea during the last glacial event. *Siliceous Deposits in the Pacific Region*, A. Iljima, J. R. Hein and R.Siever (eds.), Developments in Sedimentology, **36**,Elsevier, 333-345.

Sancetta, C., 1983b: Late Pleistocene oceanography of the Subarctic Pacific (abstract). *First International Conference on Paleoceanography*, Zürich 1983, Abstracts.

Sancetta, C. and Silvestri, S., 1986: Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms. *Paleoceanography*, **1**(2):163-180.

Sanfilippo, A. and Riedel W.R., 1985. Cretaceous radiolaria. *Plankton Stratigraphy*, H. M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch—Nielsen (eds.), Cambridge University Press, 573-630.

Sanfilipo, A., Westberg-Smith, M.J. and Riedel, W.R., 1985: Cenozoic Radiolaria. *Plankton Stratigraphy*, H.M.Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen (eds.), Cambridge University Press, 631-712.

Sarnthein, M., 1980: Das Paläoklima Nordafrikas der letzten 25 Millionen Jahre-dokumentiert in Tiefsee-Sedimenten. *Veröff. Joachim Jumgius-Ges. Wiss. Hamburg*, **44**:47-76.

（中译文：从深海沉积看 2500 万年来北非的古气候，载《海洋地质译丛》1983年第 2 期）

Sarnthein, M. and Walger, E., 1974: Der äolische sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste. *Geol. Rundsch.*, **63**: 1065-1087.

Sarnthein, M. et al., 1982: Atmospheric and oceanic circulation patterns off

NorthWest Africa during the past 25 million years. *Geology of the Northwest African Continental Margin*, U. von Rad et al. (eds.), Springer-Verlag, 545-604.

Sarnthein, M. et al., 1982. Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-west Africa. *Nature*.**293**(5829): 193-196.

Savin, S.M., 1977: The history of the earth's surface temperature during the last 100 million years. *Ann. Rev. Earth planet Sci.*, **5**:319-355.

Savin, S.M., 1982: Stable isotopes in climatic reconstructions. *Climate in Earth History*. National Academic Press, 164-171.

Savin, S.M., Douglas, R.G. and Stehli, F.G., 1975: Tertiary marine paleotemperatures. *Geol. Soc. Am., Bull.*, **86**:1499-1510.

Savin, S.M. and Woodruff, F., 1986: Carbon isotope ratios of benthic Foraminifera reflect surface productivity (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Savin, S.M. and Yeh,H.W., 1981: Stable isotopes in ocean sediments. *The sea*, 7:C.Emiliani (ed.), A Wiley-Interscience Publication, 1521-1554.

Schiffelbein, P., and Hills, S., 1984: Direct assessment of stable isotope variability in planktonic foraminifera populations. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, **48**:197-213.

Schlager, W., 1974: Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors. *Pelagic Sediments: on Land and under the* Sea. K.J. Hsü and H.C. Jenkyns (eds.), Internat. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pub. 1,49-70.

Schnitker, D., 1974: West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, **248**:385-387.

Schniker, D., 1980: North Atlantic oceanography as possible cause of Antarctic glaciation and eutrophication. *Nature*, **284**:615-616.

Schopf. T.J.M., 1980. *Paleoceanography*. Harvard University Press, 1-341.

Schopf, T.J.M., 1983: Paleozoic black shales in relation to continental margin upwelling. *Coastal Upwelling, its Sediment Record*, Part B,J. Thiede and E.Suess (eds.) Plenum Press, 579-596.

Schräder, H.-J. and Schuette, G., 1981: Marine Diatoms. *The Sea*, **7**,C.Emiliani (ed.), A Wiley-Interscience Publication, 1179-1232.

Schroeder, R.A. and Bada, J.L., 1976: A review of the geochemical applications of the amino acid racemization reaction. *Earth Sci. Rev.* **12**: 347-391.

Sclater, J.G., Hellinger, S. and Tapscott, C., 1977: The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. *J. Geol.*, **85**:509-552.

Scott, G.H., 1974:Biometry of the foraminiferal shell. *Foraminifera*, **1**,R.H.Hedley and C.G.Adams (eds.), Academic Press, 55-151.

Scott, D.B. et al., 1984: Latest Pleistocene-Holocene paleoceanographic trends on the continental margin of Eastern Canada: foraminiferal, dinoflagellate and pollen evidence. *Mar. Micropaleontol.* **9**:181-218.

Seibold,E.B. and Berger W.H. 1982: *The Sea Floor, An Introduction to Marine Geology*. Springer-Verlag, 1-288.

Shackleton, N.J., 1977: Carbon-13 in *Uvigerina:* tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. *The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans,* N.R. Andersen and A. Malahoff (eds.), Plenum Press, 401-427.

Shackleton, N.J., 1982: The deep sea sediment record of climate varibility. *Prog. Oceanog.,* **11**:199-218.

Shackleton, N.J., 1984: Oxygen isotope evidence for Cenozoic climatic change. *Fossils and climate,* P.J. Brenchley (ed.), John Wiley and Sons Ltd., 27-34

Shackleton, N.J., in press: The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. *Marine Petroleum Source Rocks,* J.R.V. Brooks and A.J. Fleet (eds.), Oxford, Blackwells.

Shackleton, N. J. and Boersma, A. 1981: The climate of the Eocene ocean. J.*Geol. Soc. London.* **138:** 153-157.

Shackleton. N.J. and Cita, M. B., 1979: Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifera at site 397: Detailed history of climatic change during the late Neogene. *Initial Reports of the DSDP,* **47:** 433-445.

Shackleton, N.J. and Kennett, J.P., 1975: Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP sites 277, 279, 281. *Initial Reports of the DSDP* **29:** 743-755.

Shackleton, N. J. and Kennett, J.P., 1975: Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic change at DSDP site 284: Implication for glacial history of the Northern Hemisphere and Antarctica. *Initial Reports of the DSDP,* **29:** 801-807.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1973: Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 years and 10^6 years scale. *Quaternary Research,* **3**:39-55.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1976: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Memoir.* **145:** 449-464.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D., 1977: Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early northern hemisphere glaciation. *Nature,* **270:** 216-219.

Shackleton. N.J., Imbrie, J. and Hall, M.A., 1983: Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene: *Earth And Planet.Sci.Letts.,* **65:** 233-244.

Shackleton, N.J. et al., 1983: Carbon isotope data in core V19-30 confirmreduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature,* **306:** 319-322.

Shackleton, N.J. et al., 1984: Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature,* **307:** 620-623.

Shackleton, N.J. and Duplessy, J.-C., 1986: Temperature changes in ocean deep waters during the Late Pleistocene. *Second International Conference on Paleoceanography, September 6-13, 1986,* Woods Hole, Abstracts.

Siesser, W.G., 1984: Paleogene sea levels and climates: U.S.A. Eastern Gulf Coastal Plain. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.,* **47:** 261-275.

Siever, R., 1983: Evolution of chert at active and passive continental margins. *Siliceous Deposits in the Pacific Region, Developments in the Sedimentology,* **36,** A. Iijima., J.R.Hein. and R. Siever (eds.) 7-24.

Sigal, J., 1977: Essai de zonation du Crétacé Méditerraneen à l'aide.des foraminiféres planktoniques. *Géologie Méditerranéenne.* **4:** 99–108.

Smit, J. and Hertogen, J., 1980: An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Nature,* **285:** 198-200.

Smith, L.A., 1977: Messinian event. *Geotimes,* **22:** 20-23.

Smith, A.G. and Briden, J.C., 1977: *Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps.* Cambridge University Press.

Socci, A.D. (ed.), 1986: Cenozoic Paleoceanography. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.,* **53**(1), specialissue: 1-105.

Southam, J.R., Peterson, W.H. and Brass, G.W., 1982: Dynamics of anoxia. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.,* **40:** 183-198.

Southam, J.R., Peterson, W.H. and Brass, G.W., 1983: A modal of the coupled carbon, oxygen, phosphorous system and anoxia in the deep sea. *Deep–Sea Researches,* submitted.

Srinivasan, M.S. and Kennett, J.P., 1974: Secondary calcification of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* as a climatic index. *Science,* **186:** 630-631.

Stabell, B. and Thiede, J.(eds.), 1985: Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits: stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift,* **65** (1-2): 1-149.

Stainforth, R.M. et al., 1975:*Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index Forms.* Univ. Kansas Paleontol. Contrib., article **62:** 1-425.

Stanley.S.M., 1984: Mass extinctions in the ocean, *Sci. Am.,* **250:** 46-54.

Steinberg, M.,1981: Biosiliceous sedimentation, radiolarite periods and silica budget fluctuations. *Oceanologica Acta,* 1981, special number, 149-154.

Stevenson, F.J. and Cheng, C.N., 1969: Amino acid levels in the Argentine Basin sediments: correlation with Quaternary climatic changes. *Journal of Sedimentary Petrology,* **39:** 345-349.

Stevenson, F.J. and Cheng, C.N., 1972: Organic geochemistry of Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **36:** 653-671.

Stonehouse, B., 1969: Environmental temperatures of Tertiary Penguins. *Science,* **163:** 673-675.

Stowe, K.S., 1979: *Ocean Science.* John Wiley and Sons, Inc., 1-610.

Su Xianze, Zou Hanyang and Zeng Wenyi. 1983: The recent Sedimentation rate and process in the Changjisng Estuary and its adjacent continental shelf area. *Sedimentation on the Continental Shelf, With Special Reference to the East China Sea,* China Ocean Press, 562-571.

Suess, E., 1980: Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilization. *Nature,* **288:** 260-263.

Suess, E. and Müller, P.J., 1980: Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans, II.-Elemental fractionation. *Colloques Internationaux du C.N.R.S.*, **293:** 17-26.

Suess, E. and Thiede, J., 1983: Introduction. *Coastal Upwelling: Sediment Record,* Part A, E. Suess and J. Thiede (eds.), Plenum Press, 1-10.

Summerhayes, 1983. Sedimentation of organic matter in upwelling regimes. *Coastal Upwelling, its Sediment Record,* Part B, J. Thiede and E. Suess (eds.), Plenum Press, 29-72.

Sundermann, J., 1986: Modeling of the deep water circulation of the Paleoatlantic Ocean. *Second International Conference on Paleoceanography, September 6-13, 1986,* Woods Hole, Abstracts.

Sun Yiyin et al., 1984: The discovery of iridium anomaly in the Permian-Triassic boundary clay in Changxing, Zhejiang, China and its significance. *Contribution to 27th International Geològical Congress,* Science Press, 235-245.

Sun Yiyin et al., in press: The discovery of iridium anomaly in the Permian-Treassic boundary clay in Changxing, Zhejiang, China and their significance.

Swart, P.K., 1983: Carbon and oxygen isotop fractionation in Scleractinian corals: a review. *Earth Sci . Rev.,* **19:** 51-80.

Takahashi, T., 1975: Carbonate chemistry of sea water and the calcite compensation depth in the oceans. *Cushman Found. Foram. Res. spec. pub.,* **13:** 11-26.

Talwani, M. and Eldholm, O., 1977: Evolution of the Norwegian-Greenland sea. *Geol. Soc. Am. Bull.,* **88:** 969-999.

Tappan, H., 1971: Microplankton. ecological succession and evolution. *Proceedings of the North American Paleontological Convention Septemper 1969,* PART H: 1058-1103.

Tappan, H. and Loeblich, A.R.Jr., 1971: Geobiologic implications of fossil phytoplankton evolution and time-space distribution. *Symposium on Palynology of the Late Cretaceous and Early Tertiary,* Robert Kosanke and Aureal T. Cross (eds.), *Geol. Soc. America,* Special Paper, **127:** 247-340.

Tappan,H. and Loeblich, A.R.Jr., 1973: Evolution of the oceanic plankton. *Earth Sci.Rev.,* **9:** 207-240.

Taylor, S.R., 1970: Late Toba Sumatra, and the origin of tektites. *Nature,* **227:**1125.

Tetzlaff, G. and Wolter, W., 1980: Meteorological patterns and the transport of mineral dust from the north African continent. *Palaeoecol. Africa,* **12:** 31-42.

Theyer, F. and Dorn, W., 1983: Magnetostratigraphic calibration of Tertiary Equatorial Pacific Radiolarian datum levels: a re-evaluation. *First International Conference on Paleoceanography,* Zürich 1983, Abstracts.

Thiede, J., 1977: Aspects of variability of the glacial and interglacial North Atlantic easternboundary current(last 150.000 Years). *Meteor. Forsch. Ergebn.* **C28:** 1-36.

Thiede, J., 1977: Textural variations of calcareous coarse fractions in the Panama Basin (Eastern Equatorial Pacific Ocean). *The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans,* N.R. Andersen and A. Malahoff(eds.), *Marine Science,* **6:** 673-692.

Thiede, J., 1981: Reworking in Upper Mesozoic and Cenozoic central Pacific deep-sea

sediments. *Nature,* **289:** 667-670.

Thiede, J., 1983: Skeletal plankton and nekton in upwelling water masses off Northwestern South America and Northwest Africa. *Coastal Upwelling: Its Sediment Record,* Part A, E.Suess and J. Thiede (eds.), Plenum Press, 183-207.

Thiede, J.(ed.), 1983: *Whither the Oceanic Geosciences-- a Report by CMG of IUGS.* Oslo 1-163.

Thiede, J. and Suess, E., 1983: Sedimentary record of ancient coastal upwelling. *Episodes,* **1983:** 15-18.

Thiede, J., and Suess, E., 1983: Introduction. *Coastal Upwelling, Its Sediment Record,* Part B, J. Thiede and E. Suess (eds.), Pleum Press, 1-7.

Thiede, J. and Van Andel, Tj. H., 1977: The paleoenvironment of anaerobic sediments on the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. *Earth and Planet. Sci. Letts.* **33:** 301-309.

Thiede, J., Dean, W.E. and Claypool, G.E., 1982: Oxygen-deficient depositional paleoenvinonments in the Mid-Cretaceous tropical and subtropical Pacific Ocean. *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies,* S.O. Schlanger and M.B. Cita (eds.), Academic Press, 79-100.

Thierstein, H.R. and Berger, W.H., 1978: Injection events in ocean history. *Nature,* **276:** 461-466.

Thompson, P. R., 1976: Planktonic foraminiferal dissolution and the progress towards a Pleistocene Equatorial Pacific transfer function. *Jour Foram. Res* **6:** 208-227.

Thompson, P.R., 1981: Planktonic foraminifera in the western North Pacific during the past 150,000 years: comparison of modern and fossil assamblages. *Palaeo. Palaeo. Palaea,* **35:** 241-279.

Thompson, S.L. and Barron, E.J., 1981: Comparison of Cretaceous and present earth albedos: implication for the causes of paleoclimates *J.Geol.Soc. London,* **89:** 143-167.

Thompson,P.R. and Saito, T., 1974: Pacific Pleistocene sediments: planktonic foraminifera dissolution cycles and geochronology. *Geology,* **1974:** 333-335.

Thompson, P.R. and Sciarrillo, J.R., 1978: Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Equatorial Pacific. *Nature,* **276**(5683): 29-33.

Thompson, P.R. et al., 1979: Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature,* **280:** 554-558.

Thunell, R.C., 1979: Pliocene-Pleistocene paleotemperature and paleosalinity history of the Mediterranean Sea, results from DSDP Site 125 and 132. *Mar.Micropaleontol.***4:**173-187.

Thunell.R.C., 1981: Cenozoic palaeotemperature changes and planktonic foraminiferal speciation. *Nature,* **289:**670-672.

Thunell, R. C. and Belyea, P., 1982; Neogene planktonic foraminiferal biogeography of the Atlantic Ocean. *Micropaleontol.,* **28:** 381-398.

Tucker, M.E., 1974: Sedimentology of Paleozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkaik (Germany). *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* K.J.Hsü and H.C. Jenkyns (eds.), Internat. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pub. 1.71-92.

Tucholke, B.E. et al., 1976: Continental rise and abyssal plain sedimentation in the

Southeast Pacific basin, Leg. 35, DSDP. *Initial Reports of the DSDP.* **35:** 359-400.

Tucholke, B.E. et al., 1985: Abyssal current character determined from sediment bedforms on the Nova Scotia continental rise. *Marine Geology*, **66:** 43-57.

Ujiié, H., 1984: A Middle Miocene hiatus in the Pacific region: its stratigraphic and paleoceanographic significance. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, **46:** 143-164.

Vail, P.R. et al., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *A.A.P.G., Memoir*, **26:** 49-212.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr. and Thompson, S., III, 1977: Global cycles of relative changes of sea level. *Seismic Stratigraphy applications to Hydrocarbon Exploration*, C.E. Payton (ed.), *A.A.P.G. Memoir*, **26**,83-97.

Valentine, J.W. and Moores, E. M., 1970: Plate tectonics regulation of faunal diversity and sea level: a model. *Nature*, **228:** 657-659.

van Andel, Tj. H., Heath, G.R. and Moore, T.C., Jr., 1975: Cenozoic Tectonics, Sedimentation, and Paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 143.

van Andel, Tj. H. et al., 1977: Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. *J, Geol.* **85:** 651-698.

van Couvering, J. A. et al., 1976: The terminal Miocene event. ***Mar. Micropaleonto.***, **1:** 263-286.

van Donk, J., 1976: An O^{18} record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene. *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*, R.M. Cline and J.D. Hays (eds), *Geol. Soc. Am. Memoir.*, **145:** 164.

van Gorsel, J.T. and Troelstra, S.R., 1981: Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and climostratigraphy of the Solo River section (Java, Indonesia). *Mar. Micropaleontol.*, **6:** 183-209.

van Hinte, J.E., 1976: A Cretaceous time scale. *A.A.P.G. Bull.*, **60:** 269-287.

Verdenius, J.G. and van Hinte, J., 1983: Central Norwegian-Greenland Sea: Tertiary arenaceous foraminifera, biostratigraphy and environment. *Proceedings of the First Workshop on Arenaceous Foraminifera, 7-9 September 1981*, J.G. Verdenius et al. (eds.), IKU, Trondheim, Norway, 173-223.

Vincent, E. and Berger, W.H., 1981: Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. *The Sea*, 7, C.Emiliani (ed.), A.Wiley-Interscience Publication, 1025-1119.

Vincent, E., Killingley, J.S. and Berger, W.H., 1980: The Magnetic epoch-6 carbon shift, a change in the ocean's $^{13}C/^{12}C$ ratio 6.2 million years ago. *Mar. Micropaleonto.*, **5:** 185-203.

Violanti, D. et al., 1979: Quantitative characterization of carbonate dissolution facies of the Atlantic Tertiary sediments; an attempt. *Riv. Ital. Paleontol.Stratigr.*, **85**(2): 517-548

Wang, P. and Samtleben, C., 1983: Calcareous nannoplankton in surface sediments of the East China Sea, *Mar. Micropaleonto.*, **8:** 249-259.

Watkins, N. D. and Kennett, J.P., 1977; Erosion of deep sea sediments in the Southern Ocean between longtitude 70 and 190E and contrasts in manganese nodules development. *Marine Geology*, **23:** 103-111.

Wefer, G. and Berger, W.H., 1980: Stable isotopes in benthic faraminifera; seasonal variation in large tropical species. *Science,* **209:** 803–805.

Wei, K.-Y. and Kennett, J.P., 1983: Nonconstant extinction rates of Neogene planktonic foraminifera. *Nature,* **305:** 218-220.

Wei, K.-Y. and Kennett, J.P., 1986; Taxonomic evolution of Neogene planktonic foraminifera and paleoceanographic relations. *Paleoceanography.* 1(1): 67-84.

Williams, D.F. and Keany, J., 1978: Comparison of radiolarian/planktonic foraminiferal paleoceanography of the subantarctic Indian Ocean. *Quaternary Research,* **9:** 71-86.

Williams, D.F., Moore, W.S. and Fillon, R.H., 1981: Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records. *Earth and Planet. Sci. Letts.* **56:** 157 – 166,

Williams, G.L., 1977; Dinocysts, their classification, biostratigraphy and paleoecology. *Oceanic Micropaleontology,* **2,** A.T.S.Ramsay (ed.), Academic Press, 1231-1325.

Williams, G.L., 1978; Dinoflagellates, Acritarchs and Tasmanitids. *Introduction to Marine Micropaleontology,* B.H. Haq and A. Boersma (eds.), Elsevier, 293-326.

Williams, G.L. and Bujak, J.P., 1985: Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. *Plankton Stratigraphy,* H.M. Bolli, J.B.Saunders and K.Perch-Nielsen (eds.), Cambridge University Press, 847-964.

Windley, B.F, 1977: *The Evolving Continents.* John Wiley and Sons, 1-385.

Wintle, A.G. and Huntley, D.J., 1979: Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. *Nature,* **279:** 710-712.

Wise, S.W. Jr. and Weaver, F.M., 1974: Chertification of oceanic sediments. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea,* K.J.Hsü and H.C. Jenkyns (eds.) *Internat. Assoc. Sedimentologists,* Spec. Pub. 1,301-326.

Witkins, N.D. and Huang, T. C., 1977: Tephras in abyssal sediments east of the North Island, New Zealand: chronology, paleowind velocity, and paleoexplosivity. *N.Z. J. Geophys.,* **20:** 179-198.

Wolbach,W.S., Lewis, R.S. and Anders, E., 1985: Cretaceous extinctions: evidence for wildfires and search for meteoritic material. *Science,* **230:** 167-170.

Wolfe, J.A., 1978: A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the northern hemisphere. *Am. Sci.* **66:** 694-703.

Wolfe, J.A., 1980: Tertiary climates and floristic relationships at high latitudes in the Northern Hemisphere. *Palaeo, Palaeo. Palaeo.,* **30:** 313-323.

Woodbuff, F. and Douglas, R.G., 1981: Response of deep sea benthic foraminifera to Miocene paleoclimatic events, DSDP Site 289. *Mar. Micropaleonto.* **6:** 617-632.

Worsley, T.R. and Davis, T.A., 1979: Sea level fluctuations and deep-sea sedimentation rates. *Science,* **203:** 455-456.

Worsley, T.R., Nance, R.D. and Moody, J.B., 1986: Tectonic cycles and history of the earth's biogeochemical and paleoceanographic record. *Paleoceanography,* 1(3): 233-263.

Worzel, J.L., 1959: Extensive deep-sea sub-bottom reflections identified as white ash. *Nat. Acad. Sci. Proc.,* 45: 349-355.

Wright, J.B., 1978: *Oceanography: Chemical Processes*. The Open University, 1-54.

Xu Daoyi et al., 1985: Abundance variation of iridium and trace elements at the Permian/Triassic boundary at Shangsi, China. *Nature*, **314:** 154-156.

Yamashiro, C., 1975: Differentiating dissolution and transport effects in foraminiferal sediments from the Panama Basin. *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*, W.V. Sliter et al., (eds.), *Cushman Found. Foram. Res.*, Spec.Publ. **13:** 151-159.

Yingst, J.Y. and Aller, R.C., 1982: Biological activity and associated sedimentary structures in HEBBLE-area deposite, western North Atlantic. *Marine Geology*, **48:** M7-M15.

Zachos, J.C. and Arthur, M.A., 1986: Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary boundary event: inferences from stable isotopic and other data. *paleoceanography*. 1(1): 5-26.

Zahn, R., Markussen, B. and Thiede, J., 1985: Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. *Nature*, **314:** 433-435.

Zahn, R., Winn, K. and Sarnthein, M., 1986: Benthic foraminiferal $\delta^{13}C$ and accumulation rate of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1(1):27-42.

Zhang Qinwen et al., in press: The rare event in the Precambrian-Cambrian boundary and the stratigraphic position of this boundary, *Modern Geology*.

Ziegler, A.M., Bambach, R.K. and Scotese, C.R., 1986: Paleozoic biogeography and oceanography (abstract). *Second International Conference on Paleoceanography, Abstracts with Program*, Woods Hole.

Ziegler, A. M. et al., 1979: Paleozoic paleogeography. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **7:** 473-503.

Zoller, W. H. et al., 1983: Iridium enrichment in airborne particles from Kilauea Volcano: January 1983. *Science*, **222:** 1118-1121.

Бараш, М. С. и др., 1984: Стратиграфия четвертичных отложений океанов. *27 Междунар. Геол. Конгр., Москва, 4–14 Авг., 1984. Докл. Т. 3. Секц. С. 03. Четвертич. Геол. и Геоморфол.*, 36–48.

Безруков, П. Л., 1973: Древность и молодость океанов. *Океанология*, 13(1):66–74.

Жузе, А. П., 1980: Стратиграфия позднемеловых и кайнозойских отложений океанов по планктонным диатомеям и силикофлагеллатам. *Геологическая История Океана*, А.С. Монин, А. П. Лисицын (ред.), Изд-во Наука, 142–171.

Лисицын, А. П., 1980а: Палеоокеанология. *Геологическая История Океана*, А.С. Монин, А. П. Лисицын (ред.), Изд-во Наука, 386–406.

Лисицын, А. П., 1980в: Стратиграфия и хронология океанов, Общие принцыпы и методы. *Геологическая История Океана*, А. С. Монин, А. П. Лисицын (ред.), Изд-во Наука, 104–126.

Лисицын, А. П., 1984: Осадочное тело океана. *Геология Дна Океанов по Данныи Глубоководного Бурения,* Н. А. Богданов, Ю.М. Пущаровский (ред.), Изд-во Наука, 12-61.

Оськина, Н. С., Блюм, Н. С., 1984: Структура танатоценоза планктонных Фораминифер как индикатор океанских круговоротов и фронтов. *Оксаналогия,* 24(6): 942-947.

Петрушевская, М. Г., 1969: Радиолярии Spumellaria и Nassellaria в донных осадках как индикаторы гидрологических условий. *Основнне Проблемы Микропалеонтологии и Органогенного Осадконакопления,* Изд-во Наука, 127-152.

Петрушевская, М. Г., 1980: Стратиграфия глубоководных Океанских отложений по радиоляриям. *Геологическая История Океана,* А. С. Монии, А. П. Лисицын (ред.), Изд-во Наука, 126-142.

Сафарова, С. А., Николаев, В. И., Блюм, Н. С., 1984: Палеогеография бассейна Тихого океана 18 тыс. лет назад. *Океанология,* 24(4): 643-648.

Ушакова, М. Г. и др., 1977: Кокколитофоориды (известковый наннопланктон). *Атлас Микроорганизмов в Донных Осадках Океаноь,* Изд-во Наука, 17-21.

后　记

本书是同济大学海洋地质系汪品先、王慧中、金性春、吴邦毓、劳秋元、成鑫荣等分工合作，集体撰写的。各章的执笔人，如“目录”所示。全书编写的组织、汇总和定稿，由汪品先教授负责，王慧中、金性春协助，其中图表及参考文献由王慧中汇集、安排；文字由金性春汇总、统一。各章附图的清绘由王秀雅、吴梅英等同志担任。

本书的编写，是在许靖华、任美锷两位教授的鼓舞和关怀下完成的。尤其是任美锷教授，在百忙中冒着盛夏酷暑，详细审阅了全书的各个章节，提出了十分重要的修改意见，并为本书撰写序言，作者在此深表谢意。

本部编写工作还部分地得到中国科学院科学基金会及教育部高校科学技术基金的资助和同济大学科研处的资助，谨此志谢。

编者

1986年12月

古海洋学概论

同济大学海洋地质系 编著

INTRODUCTION TO PALEOCEANOGRAPHY

同济大学出版社